



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

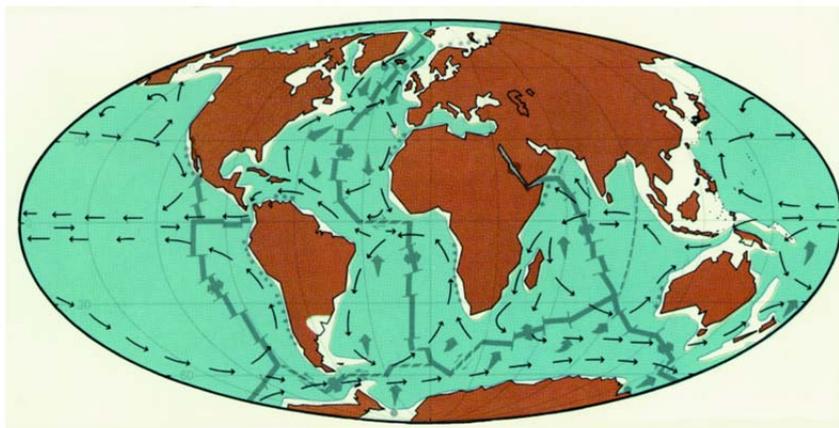
Материалы  
XXIV  
Международной  
научной  
конференции  
(Школы)  
по морской  
геологии

Москва

2021

# ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том IV



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

**ГЕОЛОГИЯ  
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

**Москва, 15–19 ноября 2021 г.**

**Том IV**

**GEOLOGY  
OF SEAS AND OCEANS**

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

**Moscow, November 15–19, 2021**

**Volume IV**

Москва / Moscow  
ИО РАН / IO RAS  
2021

ББК 26.221  
Г35  
УДК 551.35

**Геология морей и океанов: Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. – М.: ИО РАН, 2021. – 355 с.**

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

В томе IV рассмотрены проблемы изучения полярных регионов, а также связанные с геофизикой и геоморфологией дна морей и океанов, тектоникой литосферных плит.

*ISBN 978-5-6045110-7-7*

*DOI: 10.29006/978-5-6045110-7-7*

Доклады опубликованы в авторской редакции.  
Ответственный редактор к.г.-м.н. Н.В. Политова  
Рецензенты  
академик Л.И. Лобковский, д.г.-м.н. М.А. Левитан,  
д.г.-м.н. А.Е. Рыбалко, к.г.-м.н. Б.В. Баранов

**Geology of seas and oceans: Proceedings of XXIV International Conference on Marine Geology. Vol. IV. – Moscow: IO RAS, 2021. – 355 pp.**

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

Volume IV includes reports devoted to the problems of research of polar regions, and also of sea floor geophysics and geomorphology, lithosphere plate tectonics.

*ISBN 978-5-6045110-7-7*  
ББК 26.221

© ИО РАН 2021

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Морская геология Арктики и Антарктики</b>	
<i>Алексеева Т.Н., Булохов А.В.</i> Гранулометрический состав поверхностных осадков Баренцева моря	19
<i>Боголюбский В.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> Физическое моделирование эволюции трансформной зоны Тьёрнес	24
<i>Василенко Ю.П., Янченко Е.А., Колесник А.Н., Шабельникова С.К., Владимиров А.С., Баженов И.И.</i> К литостратиграфии верхнечетвертичного осадочного чехла южного склона подводного хребта Ломоносова	29
<i>Вольтский И.Б., Хольцманн М., Корсун С.А.</i> Новые фораминиферы сем. Elphidiidae из высокой Арктики: филотип S15	34
<i>Гаврилов А.В., Малахова В.В., Деревягин А.Ю., Пижанкова Е.И., Попова А.А.</i> Мерзлые породы Восточно-Сибирского шельфа и их связь с геологическими событиями среднего неоплейстоцена- голоцена	36
<i>Гершелис Е.В., Гринько А.А., Полтавская Н.А., Клеваницева Е.В.</i> Особенности состава органического вещества осадков моря Лаптевых и Восточно- Сибирского моря по данным пиролитического анализа	41
<i>Гусев Е.А., Рыбалко А.Е., Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Бартова А.В., Крылов А.А., Яржембовский Я.Д., Костромина Н.А., Семенов П.Б., Малышев С.А., Горбунов Д.А., Комаров А.Ю.</i> К вопросу о плейстоценовом оледенении Восточно- Арктического шельфа	45
<i>Друщиц В.А.</i> Значимые события для геологии арктических морей в позднем кайнозое	51
<i>Егоров А.В., Кудрявцева Е.А., Рожков А.Н.</i> Метан в поверхностных водах Карского моря и морях Европейской Арктики	56
<i>Ермолов А.А., Белова Н.Г., Новикова А.В.</i> Исследования динамики берегов Карского моря полевыми и	61

дистанционными методами	
<i>Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Рябчук Д.В., Носевич Е.С., Пушина З.В., Григорьев А.Г., Неевин И.А., Баширова Л.Д., Пономаренко Е.В., Прищепенко Д.В.</i>	65
Новые данные о строении четвертичных отложений Восточно-Сибирского моря	
<i>Зайончек А.В., Меркурьев С.А.</i> Новые результаты идентификации линейных магнитных аномалий западной части котловины Нансена и их применение при сейсмостратиграфическом анализе	70
<i>Кособокова К.Н., Блюм В.А., Кармак Э., Хопкрофт Р.Р.</i> Структура планктонных сообществ в районе континентального склона Северного Ледовитого океана в пан-арктическом масштабе	75
<i>Кравчишина М.Д., Ключиткин А.А.</i> Основные научные проблемы осадконакопления в Европейской Арктике: материалы 84-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»	80
<i>Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Баранов Б.В., Дубинина Е.О., Дара О.М., Саввичев А.С., Мирошников А.Ю., Флинт М.В.</i> Происхождение аутигенных карбонатных корок на поверхности дна внешнего шельфа моря Лаптевых	85
<i>Крылов А.А., Семенов П.Б., Малышев С.А.</i> Аутигенные сидериты/родохрозиты в кайнозойских отложениях приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам экспедиции IODP-302)	90
<i>Кубова В.В., Ксенофонтов И.В.</i> Сейсмостратиграфия и обстановки осадконакопления в западной части моря Содружества	94
<i>Лейченко Г.Л., Баженова Е.А.</i> Гляциация и дегляциация шельфа Южно-Оркнейского плато (Западная Антарктика) в позднем плейстоцене	97
<i>Найдина О.Д.</i> Распределение и состав палинологических комплексов из голоценовых отложений Арктического шельфа Восточной Сибири	100

<i>Немировская И.А., Халиков И.С., Колтовская Е.В.</i>	103
Особенности распределения углеводов в воде и осадках Баренцева, Норвежского морей в разные сезоны	
<i>Новигатский А.Н., Беликов И.Б., Белоусов В.А., Скороход А.И., Клювиткин А.А.</i>	108
Атмосферный метан над Северной Атлантикой и прилегающей Арктикой по результатам судовых измерений летом 2020 г.	
<i>Новигатский А.Н., Клювиткин А.А.</i>	113
Сравнительная характеристика подледных потоков осадочного вещества в Арктике и Антарктике	
<i>Новичкова Е.А., Матуль А.Г., Козина Н.В., Малафеев Г.В., Киреенко Л.А., Якимова К.С., Грачева Е.В., Будько Д.Ф., Булохов А.В., Чернов В.А., Кравчишина М.Д.</i>	118
Литологические и палеоокеанологические исследования Гренландской котловины и континентальной окраины Шпицбергена в 84-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2021 году	
<i>Обрезкова М.С., Цой И.Б., Колесник А.Н., Астахов А.С.</i>	123
Реконструкция природной среды голоцена южной части Чукотского моря на основе диатомового анализа и химического состава отложений	
<i>Пижанкова Е.И., Гаврилов А.В., Кучейко А.А.</i>	127
Факторы рельефообразования на мелководьях и в береговой зоне арктического шельфа	
<i>Румянцева Н.А., Ванштейн Б.Г., Скублов С.Г., Ли С.-Х., Ли Ч.-Ли</i>	132
Древний циркон из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика)	
<i>Саввичев А.С., Русанов И.И., Кадников В.В.</i>	136
Микробные процессы и микробные сообщества на границе вода-дно (Баренцево и Норвежское моря)	
<i>Соловьев В.Д., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.</i>	141
О процессах дегазации в структурах шельфов Антарктики (по данным частотно-резонансных исследований)	
<i>Суетнова Е.И.</i>	146
Эрозия морского дна и возможная эволюция зоны стабильности газовых гидратов в северных морях	

<i>Сыромятников К.В.</i> Взаимосвязь гранулометрии, геохимии и фациальных условий поверхностного слоя осадков Карского моря по данным методов математической статистики	148
<i>Талденкова Е.Е., Гусев Е.А., Николаев С.Д., Овсепян Я.С., Новихина Е.С., Степанова А.Ю.</i> Стратиграфия и палеогеография центральной Арктики в плейстоцене: литологические и микропалеонтологические данные	153
<i>Трубкин И.П., Немировская И.А.</i> Модельные расчеты изменчивости наносов в Печорском море	158
<i>Ульянцев А.С., Чаркин А.Н., Семин В.Л., Семкин П.Ю., Кукла С.П.</i> Морфологическое разнообразие железомарганцевых конкреций Чаунской губы	163
<i>Халиков И.С., Яхрюшин В.Н., Пронин А.А.</i> Метод сравнения профилей ПАУ с использованием коэффициента расхождения на примере донных отложений Баренцева и Карского морей	168
<i>Элькина Д.В., Пискарев А.Л.</i> Палеомагнитные данные по колонкам донных осадков из района Центральных Арктических Поднятий: поднятие Менделеева – котловина Подводников – хребет Ломоносова	172
<i>Ropova E., Taldenkova E., Krylov A.</i> Mineralogical and petrographic composition of the sediments as an indicator of environmental changes in the Franz Victoria Trough, the Barents Sea	175

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

<i>Анохин В.М., Петухов С.И., Науменко М.А.</i> Сеть разломов дна Ладожского озера	180
<i>Баранов Б.В., Дозорова К.А.</i> Возраст и кинематика раскрытия Курильской задуговой котловины	185
<i>Баранов Б.В., Рашидов В.А., Цуканов Н.В., Дозорова К.А.</i> Определение палеонапряжений по распределению побочных конусов на примере подводного вулкана Пийпа в Командорской котловине	188

<i>Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А.</i>	193
Подводные вулканы Южно-Итурупской группы (Курильская островная дуга)	
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i>	198
Особенности формирования зоны подводных газопроявлений и грязевого вулканизма у подножия вулканического массива Алаид (Курильская островная дуга)	
<i>Брусиловский Ю.В., Балувев А.С., Иваненко А.Н.</i>	203
Природа магнитоактивного слоя юго-западной части Баренцева моря по материалам анализа аномального магнитного поля	
<i>Веклич И.А., Городницкий А.М., Иваненко А.Н., Шишкина Н.А.</i>	207
Геоманнитное строение океанической коры в северо-восточной части центральной котловины Индийского океана по данным магнитного моделирования	
<i>Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Лобковский Л.И.</i>	211
Пред-, ко- и постсейсмические деформации, связанные с землетрясением Тохоку 2011 г. по данным GPS: выделение, анализ, моделирование	
<i>Глазырин Е.А., Мараев В.Л.</i>	216
К морфологии системы подводных каньонов Мзымта-Бзыбь (Черное море)	
<i>Городницкий А.М., Шишкина Н.А.</i>	221
Линейные магнитные аномалии океанической коры и серпентиниты	
<i>Гусяков В.К., Никонов А.А.</i>	225
Цунами и цунамиподобные явления в окраинных морях и внутренних водоемах России	
<i>Данилов В.И.</i>	230
Океанические течения и приливы – реальные причины появления	
<i>Денисова А.П., Мороз Е.А., Сухих Е.А., Соколов С.Ю., Ермаков А.В., Ананьев Р.А.</i>	235
Признаки глубинной дегазации в верхней части осадочного чехла шельфа и водной толще Карского моря	
<i>Дорохов Д.В., Луговой Н.Н., Дорохова Е.В., Буданов Л.М., Дудков И.Ю.</i>	240
Геоморфологические исследования подводных уступов в юго-восточной части Балтийского	

моря в районе м. Таран	
<i>Дунаев Н.Н., Кузнецов М.А.</i> Особенности современной тектонической структуры композитного вулкана Десепшен (Антарктика)	245
<i>Клюев М.С., Шрейдер А.А., Зверев А.С., Бреховских А.Л., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э.</i> О картографировании палеоструктур реки Ашамба в Голубой бухте вблизи г. Геленджик по данным непрерывного широкополосного сейсмоакустического профилирования и GPS позиционирования	250
<i>Ковачев С.А.</i> Геометрия зоны Бенъофа до и после сильнейших землетрясений с эпицентрами в районах островных дуг и активных континентальных окраин	255
<i>Левченко Д.Г.</i> Особенности пограничных придонных течений и их влияние на регистрацию сейсмических сигналов на дне	260
<i>Либина Н.В.</i> Методы обработки цифровых моделей рельефа дна	265
<i>Лобковский Л.И., Габсатаров Ю.В.</i> Конвективная геодинамическая модель эволюции коры поднятия Альфа-Менделеева и котловины Подводников	270
<i>Марков А.Я.</i> Геодинамика Южно-Курильской островной дуги. Основные этапы	275
<i>Медведева А.Ю., Медведев И.П.</i> Цунамирайонирование побережья Каспийского моря на основе вероятностного подхода	280
<i>Миронюк С.Г., Росляков А.Г., Иванова А.А., Терехина Я.Е., Токарев М.Ю., Мартын А.А.</i> Типы субвертикальных зон потери корреляции (газовых труб) в осадочном чехле шельфа Охотского моря и особенности их строения	285
<i>Мороз Е.А., Еременко Е.А., Ворошилов Е.В., Сухих Е.А., Зарайская Ю.А., Мутовкин А.Д.</i> Ледниковый и водно-ледниковый рельеф шельфа Карского моря	290
<i>Мутовкин А.Д., Пронин А.А., Хортов А.В.</i> Сейсмоакустические исследования плейстоцен-голоценовых отложений Крымско-Керченского шельфа	295

<i>Никонов А.А., Королева А.О., Флейфель Л.Д.</i> Сильные землетрясение и цунами в бассейне оз. Имандра (Кольский п-ов) в августе 1728 г.: исследования по разным источникам	299
<i>Пискарев А.Л., Ованесян Г.И., Савин В.А.</i> Строение фундамента в области замыкания хребта Гаккеля в море Лаптевых	304
<i>Разницин Ю.Н.</i> Эксгумация верхнемантийных и нижнекоровых пород в Атлантическом океане	309
<i>Росляков А.Г., Сорокин В.М., Зверев А.С., Ананьев Р.А.</i> Рельеф дна и строение четвертичных отложений шельфа Черного моря между Анапой и Новороссийском	314
<i>Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А.</i> Строение тектоносферы Фолклендского плато и банки Мориса Юинга по геофизическим данным	318
<i>Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А.</i> Структурный анализ поднятий Айлос Оркадос и Метеор по геофизическим данным	321
<i>Сергеева В.М., Лейченко Г.Л.</i> Формирование центральной части Юго-Восточного Индийского хребта в палеоцене – эоцене	325
<i>Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Чамов Н.П.</i> Акустическое осветление осадочного чехла в восточной пассивной части трансформного разлома Кейн	328
<i>Сущевская Н.М., Левченко О.В., Беляцкий Б.В.</i> Природа древнего поднятия Афанасия Никитина	333
<i>Цуканов Н.В.</i> Строение и состав комплексов палеобассейнов Олюторско-Камчатской аккреционно области	338
<i>Цуканов Н.В., Фрейтаг Р., Гедике К.</i> Возраст эксгумации осадочных комплексов Кроноцкого террейна (Восточная Камчатка) по данным трекового датирования апатита	343
<i>Шипилов Э.В.</i> Идентификация Хатангско-Ломоносовской зоны разломов по комплексу разнородных геолого-геофизических данных	348
<i>Шрейдер А.А., Сажнева А.Э., Клюев М.С., Бреховских</i>	353

*А.Л., Бохойо Ф., Галиндо-Зальдивар Х., Моралес Ц.,  
Евсенко Е.И.* Кинематическая модель развития дна  
котловины Джейн (море Уэдделла)

## CONTENTS

<b>Marine geology of the Arctic and Antarctic regions</b>	
<i>Alekseeva T.N., Bulokhov A.V.</i> Grain soze of the surface layer of bottom sediments of the Barents Sea	19
<i>Bogoliubskii V.A., Dubinin E.P., Grokholsky A.L.</i> Analogue modelling of the evolution of the Tjörnes transform zone	24
<i>Vasilenko Yu.P., Yanchenko E.A., Kolesnik A.N., Shabel'nikova S.K., Vladimirov A.S., Bazhenov I.I.</i> Lithostratigraphy of the Upper Quaternary sedimentary cover of the Lomonosov Ridge southern slope	29
<i>Voltski I., Holzmann M., Korsun S.A.</i> Novel elphidiid foraminifer from the High Arctic: the enigmatic phylotype S15	34
<i>Gavrilov A.V., Malakhova V.V., Derevyagin A.Yu., Pizhankova E.I., Popova A.A.</i> Permafrost of the East Siberian shelf and it relationship with geological events of the Middle Neopleistocene-Holocene	36
<i>Gershelis E.V., Grinko A.A., Poltavskaya N.A., Klevantseva E.V.</i> Organic matter composition in the sediments of the Laptev and East Siberian seas: pyrolysis data	41
<i>Gusev E.A., Rybalko A.E., Bolshiyarov D.Yu., Makarov A.S., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A., Sergeev A.Yu., Bartova A.V., Krylov A.A., Yarzhembovskiy Ya.D., Kostromina N.A., Semenov P.B., Malyshev S.A., Gorbunov D.A., Komarov A.Yu.</i> On the question of the Pleistocene glaciation of the East Arctic shelf	45
<i>Drouchits V.A.</i> Significant events for the geology of the Arctic Seas in the Late Cenozoic	51
<i>Egorov A.V., Kudryavtseva E.A., Rozhkov A.N.</i> Methane in the surface waters of the Kara Sea and the seas of the European Arctic	56
<i>Ermolov A.A., Belova N.G., Novikova A.V.</i> Studies of the Kara Sea coasts dynamics by field and remote methods	61
<i>Zhamoida V.A., Sergeev A.Yu., Budanov L.M., Ryabchuk D.V., Nosevich E.S., Pushina Z.V., Grigoriev A.G., Neevin</i>	65

<i>I.A., Bashirova L.D., Ponomarenko E.V., Prischepenko D.V.</i>	
New data on Quaternary deposits of the East Siberian Sea	
<i>Zayonchek A.V., Merkouriev S.A.</i>	70
New results of the identification of linear magnetic anomalies in the west part of the Nansen Basin and there using for the seismostratigraphic analysis	
<i>Kosobokova K.N., Bluhm B.A., Carmack E.C., Hopcroft R.R.</i>	75
The structure of the plankton communities at the continental slope of the Arctic Ocean on a pan-arctic scale	
<i>Kravchishina M.D., Klyuvitkin A.A.</i>	80
Major Scientific Issues of sedimentation in the European Arctic: the 84th cruise of the RV <i>Akademik Mstislav Keldysh</i>	
<i>Kravchishina M.D., Lein A.Yu., Baranov B.V., Dubinina E.O., Dara O.M., Savvichev A.S., Miroshnikov A.Yu., Flint M.V.</i>	85
The origin of methane-derived authigenic carbonates on the seafloor of the Laptev Sea outer shelf	
<i>Krylov A.A., Semenov P.B., Malyshev S.A.</i>	90
Authigenic siderites/rhodochrosites in the Cenozoic deposits from the near-pole part of Lomonosov Ridge (based on IODP-302 data)	
<i>Kubova V.V., Ksenofontov I.V.</i>	94
Seismostratigraphy and sedimentation environment in the western Cooperation Sea	
<i>Leitchenkov G.L., Bazhenova E.A.</i>	97
Glaciation and deglaciation of the South Orkney Plateau, West Antarctica	
<i>Naidina O.D.</i>	100
Distribution and composition of palynological complexes from Holocene deposits of the Arctic shelf of Eastern Siberia	
<i>Nemirovskaya I.A., Halikov I.S., Koltovskaya E.V.</i>	103
Peculiarities of distribution of hydrocarbons in water and sediments of the Barents and Norwegian seas in different seasons	
<i>Novigatsky A.N., Belikov I.B., Belousov V.A., Skorokhod A.I., Klyuvitkin A.A.</i>	108
Atmospheric methane over the North Atlantic and adjacent Arctic based on the results of ship measurements in the summer of 2020	
<i>Novigatsky A.N., Klyuvitkin A.A.</i>	113
Comparative characteristics	

of under-ice fluxes of sedimentary matter in the Arctic and Antarctic	
<i>Novichkova E.A., Matul A.G., Kozina N.V., Malafeev G.V., Kiriyyenko L.A., Yakimova K.S., Gracheva E.V., Budko D.F., Bulohov A.V., Chernov V.A., Kravchishina M.D.</i> Lithological and paleoceanological investigations of the Greenland Basin and the continental margin of Spitsbergen in the 84th cruise of the R/V <i>Akademik Mstislav Keldysh</i> in 2021	118
<i>Obrezkova M.S., Tsoy I.B., Kolesnik A.N., Astakhov A.S.</i> Reconstructing of Holocene environment in the southern Chukchi Sea based on diatom analysis and chemical composition of sediments	123
<i>Pizhankova E.I., Gavrilov A.V., Kucheiko A.A.</i> Factors of relief formation on the shoals and the coastal zone of the Arctic shelf	127
<i>Rumyantseva N.A., Vanshtein B.G., Skublov S.G., Li X.-H., Li Q.-Li</i> Old zircons from gabbro-type rocks of the Shaka Ridge (South Atlantic)	132
<i>Savvichev A.S., Rusanov I.I., Kadnikov V.V.</i> Microbial processes and microbial communities at the water-bottom boundary (Barents Sea and Norwegian basin)	136
<i>Soloviev V.D., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N.</i> On degassing processes in the structures of the Antarctic shelf (by frequency-resonance processing data)	141
<i>Suetnova E.I.</i> Erosion of the seabed and possible evolution of the stability zone of gas hydrates in the northern seas	146
<i>Syromyatnikov K.V.</i> Interconnection of grain-size, geochemistry and facies environments of the Kara Sea surface layer of sediments according to mathematical statistics	148
<i>Taldenkova E.E., Gusev E.A., Nikolaev S.D., Ovsepyan Ya.S., Novikhina E.S., Stepanova A.Yu.</i> Pleistocene stratigraphy and paleogeography of the Central Arctic: lithological and micropaleontological evidence	153
<i>Trubkin I.P., Nemirovskaya I.A.</i> Model calculations of the variability of supplies in the Pechora Sea	158

<i>Ulyantsev A.S., Charkin A.N., Syomin V.L., Semkin P.Yu., Kukla S.P.</i> Morphological diversity of ferromanganese nodules of the Chaun Bay	163
<i>Khalikov I.S., Yakhryushin V.N., Pronin A.A.</i> Method for comparing PAH profiles using the coefficient of divergence on the example of bottom sediments of the Barents and Kara seas	168
<i>Elkina D.V., Piskarev A.L.</i> Paleomagnetic data on sediment cores from the Central Arctic Submarine Elevations Complex: Mendeleev Ridge – Podvodnikov Basin – Lomonosov Ridge	172
<i>Popova E., Taldenkova E., Krylov A.</i> Mineralogical and petrographic composition of the sediments as an indicator of environmental changes in the Franz Victoria Trough, the Barents Sea	175

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

<i>Anokhin V.M., Petukhov S.I., Naumenko M.A.</i> The fault network of the bottom of Lake Ladoga	180
<i>Baranov B.V., Dozorova K.A.</i> Age and opening kinematics of the Kurile back-arc Basin	185
<i>Baranov B.V., Rashidov V.A., Tsukanov N.V., Dozorova K.A.</i> Paleostress estimation based on flank cones distribution by an example of Piip submarine volcano in the Komandorsky Basin	188
<i>Blokh Yu.I., Bondarenko V.I., Dolgal A.S.3, Novikova P.N., Petrova V.V., Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Trusov A.A.</i> Submarine Volcanoes of the South Iturup group (Kuril island arc)	193
<i>Bondarenko V.I., Rashidov V.A.</i> Features of the formation of the zone of underwater gas seepage and mud volcanism at the foot of the Alaid volcanic massif (Kuril island arc)	198
<i>Brusilovsky Yu.V., Baluev A.S., Ivanenko A.N.</i> Nature of magnetically active layer of southwestern part of Barents Sea	203

by materials of anomalous magnetic field analysis	
<i>Veklich I.A., Gorodnitskiy A.M., Ivanenko A.N., Shishkina N.A.</i> Geomagnetic structure of the oceanic crust in north-east part of the Indian Ocean on magnetic modeling data	207
<i>Vladimirova I.S., Gabsatarov Yu.V., Lobkovsky L.I.</i> Pre-, co- and postseismic deformations related to the 2011 Tohoku earthquake according to GPS data: segregation, analysis, modeling	211
<i>Glazyrin E.A., Maraev V.L.</i> To the morphology of the Mzymta-Bzyb submarine canyon system (Black Sea)	216
<i>Gorodnitskiy A.M., Shishkina N.A.</i> Linear magnetic anomalies of the oceanic crust and serpentinite	221
<i>Gusiakov V.K., Nikonov A.A.</i> Tsunami and tsunami-like phenomena in the marginal seas and in-land waters of Russia	225
<i>Danilov V.I.</i> Ocean currents and tidal movements: the real causes	230
<i>Denisova A.P., Moroz E.A., Sukhikh E.A., Sokolov S.Yu., Ermakov A.V., Ananiev R.A.</i> Signs of deep degassing in the upper part of the sedimentary cover of the shelf and the water column of the Kara Sea	235
<i>Dorokhov D.V., Lugovoy N.N., Dorokhova E.V., Budanov L.M., Dudkov I.Yu.</i> Geomorphological studies of underwater scarps in the southeastern part of the Baltic Sea in the Taran Cape area	240
<i>Dunaev N.N., Kuznetsov M.A.</i> Specificity of the modern tectonic structure of Deception Island (Antarctica)	245
<i>Klyuev M.S., Schreider A.A., Zverev A.S., Brekhovskikh A.L., Rakitin I.Ya., Sazhneva A.E.</i> On mapping of paleostructures of the Ashamba River in Blue Bay near Gelendzhik based on broadband continuous seismoacoustic profiling and GPS positioning data	250
<i>Kovachev S.A.</i> Geometry of the Benioff zone before and after the strongest earthquakes with epicenters in the regions of island arcs and active continental margins	255
<i>Levchenko D.G.</i> Peculiarities of boundary bottom currents and their influence on the registration of seismic signals at	260

the bottom	
<i>Libina N.V.</i> Methods processing digital elevation models of the bottom	265
<i>Lobkovsky L.I., Gabsatarov Y.V.</i> Convective geodynamic model of the crust evolution of the Alpha-Mendeleev rise and Podvodnikov basin	270
<i>Markov A.Ja.</i> Geodynamics of the South Kurile Island Arc. Main stages.	275
<i>Medvedeva A.Yu., Medvedev I.P.</i> Tsunami zoning of the Caspian Sea coast based on the probabilistic approach	280
<i>Mironyuk S.G., Roslyakov A.G., Ivanova A.A., Terekhina Ya.E., Tokarev M.Yu., Martyn A.A.</i> Types of subvertical wipe-out zones (gas chimney) in the sedimentary section of the shelf of the Sea of Okhotsk and features of their structure	285
<i>Moroz E.A., Eremenko E.A., Voroshilov E.V., Sukhikh E.A., Zarayskaya Yu.A., Mutovkin A.D.</i> Glacial and fluvioglacial relief of the Kara Sea shelf	290
<i>Mutovkin A.D., Pronin A.A., Khortov A.V.</i> Seismoacoustic studies of the Pleistocene-Holocene deposits of the Crimean-Kerch shelf	295
<i>Nikonov A.A., Koroleva A.O., Fleyfel L.D.</i> The strong earthquake and tsunami in the basin of the Lake Imandra (Kola Peninsula) in August 1728: research by various sources	299
<i>Piskarev A.L., Ovanesyana G.I., Savin V.A.</i> Basement structure in the junction zone between the Gakkel Ridge and the Laptev Sea	304
<i>Raznitsin Yu.N.</i> Exhumation of upper mantle and low crust rocks in the Atlantic Ocean	309
<i>Roslykov A.G., Sorokin V.M., Zverev A.S., Ananiev R.A.</i> Bottom relief and structure of quaternary deposits of the Black sea shelf between Anapa and Novorossysk	314
<i>Ryzhova D.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P., Bulychev A.A.</i> The structure of the tectonosphere the Falkland Plateau and the Maurice Ewing Bank by geophysical data	318
<i>Ryzhova D.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P., Bulychev A.A.</i> Structural analysis of the Islas Orcadas and Meteor Rises by	321

geophysical data	
<i>Sergeeva V.M., Leitchenkov G.L.</i> Formation of the central part of the South-East Indian Ridge in the Paleocene–Eocene	325
<i>Sokolov S.Yu., Dobroliubova K.O., Chamov N.P.</i> Acoustic Blanking of Sedimentary Cover at the Eastern Passive part of Kane Transform Fault	328
<i>Sushchevskaya N.M., Levchenko O.V., Beliatsky B.V.</i> The nature of the ancient Afanasy Nikitin Rise	333
<i>Tsukanov N.V.</i> Structure and composition of marginal sea complexes of the Olutorka-Kamchamka accretionary region	338
<i>Tsukanov N.V., Freitag R., Gaedicke Ch.</i> The age of exhumation of sedimentary complexes of the Kronotsky terrane (Eastern Kamchatka) based on track dating of apatite	343
<i>Shipilov E.V.</i> Identification of the Khatangsko-Lomonosov fault zone based on a complex of different geological-geophysical data	348
<i>Schreider A.A., Sazhneva A.E., Klyuev M.S., Brekhovskikh A.L., Bohoyo F., Galindo-Zaldivar X., Morales C., Evsenko E.I.</i> Kinematic model of the development of the bottom of the Jane bottom (Weddell Sea)	353

***МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ АРКТИКИ  
И АНТАРКТИКИ***

***MARINE GEOLOGY OF THE  
ARCTIC AND ANTARCTIC  
REGIONS***

**Алексеева Т.Н., Булохов А.В.**

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

**Гранулометрический состав поверхностных осадков  
Баренцева моря**

**Alekseeva T.N., Bulokhov A.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Grain size of the surface layer of bottom sediments of the  
Barents Sea**

Ключевые слова: поверхностные осадки, гранулометрический состав, песок, алеврит, пелит, Баренцево море

В задачи данной работы входило обработка и интерпретация новых данных по гранулометрическому составу донных осадков, отобранных дночерпателем в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Изучен гранулометрический состав поверхностных проб донных осадков, полученных в 68-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Баренцевом и Норвежском морях (рис.1). Отбор проб осадка производили с помощью дночерпателя (ДЧ) «Океан-50» сотрудники Лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Литологическое описание осадка проводили на борту судна по методике Лисицына и Петелина [1]. Определение цвета осадка выполнено с помощью каталога для определения цвета почв: Munsell soil-color charts with genuine Munsell® color chips 2009 year revised production. Гранулометрический состав определяли в Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН по методике Петелин [2, 3]. Тип осадка определяли согласно классификации морских донных осадков Безрукова, Лисицына [4].

Донные отложения Норвежского моря характеризуются значительным вкладом в их состав карбонатного материала – раковин, преимущественно, планктонных и бентосных фораминифер. Можно заключить, что отложения колонок 5530, 5531, 5532, 5540, отобранных из Норвежского моря, являются карбонатными. В качестве карбонатной компоненты выступают обломочный кальцит, доломит, хемогенный кальцит, а также планктоногенный кальцит, входящий в состав раковин фораминифер и кокколитофорид.

Пробы Баренцева моря представлены пелитовым илом, алевритовым илом с различной долей песчаного (среднезернистого, мелкозернистого) материала, с обильной долей фораминифер и кокколитофорид, и терригенными песками, обогащенными глинистым материалом, Терригенная фракция представлена, в основном, слабоокатанным кварцем, полевыми шпатами, амфиболами и обломочным материалом пелитовой

размерности.

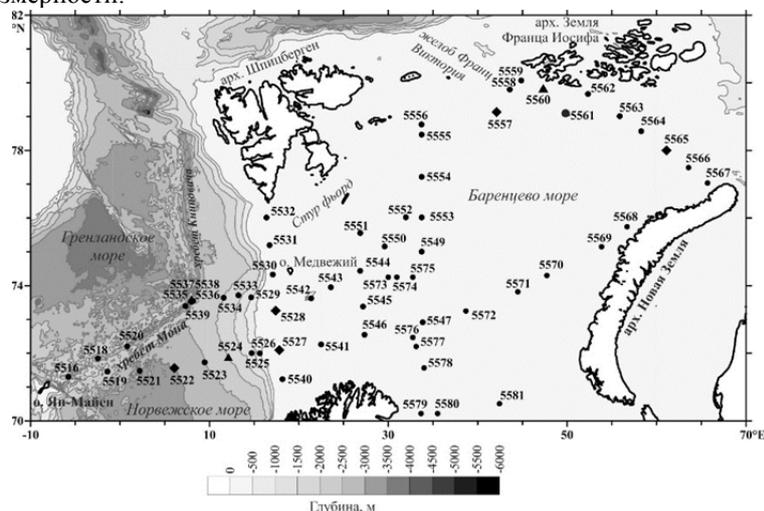


Рисунок. Схема расположения станций, полученных в 68-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [5].

Работы в Баренцевом море велись на следующих разрезах: Медвежинский (поперек и вдоль оси Медвежинского желоба), Кольский меридиан (от о. Святого Георгия до Кольского полуострова), южная часть трога желоба Франц-Виктория (от Земли Франца Виктория до арх. Новая Земля.).

Осадки Медвежинского разреза (табл.1) в основном представлены пелитовым илом (ст.5532, 5544, 5550, 5552), от серо-зеленого (5Y 4/2) до серого цвета (5Y 3/1). Содержание пелитовой фракций колеблется от 87.06 до 96.42%. Смешанные осадки обнаружены на ст. 5540 (гравий – 13.42%, песок – 48.29%, алеврит – 15.96%, пелит – 22.37%) и ст.5542 (гравий – 5.53%, песок – 21.58%, алеврит – 30.26%, пелит – 42.63%). Пески «чистой» разности (66.17%) представлены на ст. 5530.  $M_d$  варьирует от 0.004 до 0.312. Осадки средне- ( $S_0$  около 2) или плохо ( $S_0 > 3$ ) сортированы. Ст.5530, представлена хорошо отсортированным песком (66.17%), оливкового цвета (5Y 4/3).

Осадки Кольского разреза (табл. 2) в основном представлены пелитовым илом (ст.5548, 5553, 5554, 5579), от серо-зеленого (10Y-5GY) до оливкового (5Y 4/3) и серого цвета (5Y 3/1). Содержание пелитовой фракций колеблется от 28.81 до 79%. Смешанные осадки обнаружены наст. 5547 (гравий – 0.53%, песок – 25.32%, алеврит – 24.89%, пелит – 49.25%), ст.5554 (гравий – 27.41%, песок – 7.55%, алеврит – 10.13%, пелит – 54.91%) и ст.5578 (гравий – 0.16%, песок – 42.93%, алеврит – 28.1%, пелит – 28.81%).  $M_d$  варьирует от 0.006 до 0.191. Осадки средне- ( $S_0$  около 2) и плохо ( $S_0 > 3$ ) сортированы.

Таблица 1. Содержание гранулометрических фракций Медвежинского разреза

Станция	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит	Md	So	Sk
5530	0.12	66.17	18.99	14.72	0.312	1.52	0.74
5531	0.15	5.41	18.72	75.72	0.006	3.81	3.84
5532	0.34	1.35	10.48	87.83	0.005	2.21	1.79
5540	13.42	48.29	15.96	22.33	0.35	2.9	0.55
5542	5.53	21.58	30.26	42.63	0.1	7.13	0.15
5544	0	0.61	2.97	96.42	0.004	1.69	1.12
5550	0.27	6.95	5.72	87.06	0.005	2.58	2.4
5552	0.44	4.44	4.88	90.24	0.005	1.76	1.15

Таблица 2. Содержание гранулометрических фракций Кольского разреза

Станция	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит	Md	So	Sk
5547	0.53	25.32	24.89	49.25	0.06	8.09	0.28
5548	1.07	3.02	16.9	79	0.006	3.38	3.11
5553	2.82	13.49	23.04	60.65	0.009	6.79	8.09
5554	27.41	7.55	10.13	54.91	0.024	>10	>10
5578	0.16	42.93	28.1	28.81	0.191	5.05	0.14
5579	0.25	15.1	23.48	61.17	0.008	6.01	6.55

Осадки южной части трого желоба Франц-Виктория (табл. 3) в основном представлены пелитовым илом (ст.5562, 5563, 5564, 5565), от коричневого (5GY 4/2) и темно-коричневого (10YR 3/3) до оливкового цвета (10Y 3/2).

Содержание пелитовой фракций колеблется от 43.6 до 96.52%. Смешанные осадки обнаружены на ст.5566 (гравий – 29.03%, песок – 20.04%, алеврит – 7.33%, пелит – 43.6%). Md варьирует от 0.005 до 0.22. Осадки средне- ( $S_0$  около 2) и плохо ( $S_0 > 3$ ) сортированы.

Таблица 3. Содержание гранулометрических фракций разреза южная часть трого желоба Франц-Виктория

Станция	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит	Md	So	Sk
5562	0	1.89	10.43	87.68	0.005	1.79	1.19
5563	0	0.96	6.09	92.95	0.005	1.74	1.12
5564	0.96	9.33	22.6	67.11	0.008	4.87	4.76
5565	0	1.44	4.04	94.52	0.005	1.73	1.1
5566	29.03	20.04	7.33	43.6	0.22	>10	0.5

Характерной чертой донных осадков Баренцева моря является резкое преобладание в них терригенного разнозернистого материала, поступающего с суши в результате разрушения коренных и осадочных

пород. Его основными источниками являются Кольская, Тимано-Печорская, Новоземельская питающие провинции, а также, в меньшей степени, архипелаги Земля Франца-Иосифа и Шпицберген [6]. Фораминиферовый карбонатный материал, доминирующий в песках и илах Норвежского моря, практически исчезает в Баренцевом море [5].

Анализ навесок донного каменного материала (ДКМ) показал неравномерность его распределения в познечетвертичных осадках Баренцева моря [7]. Максимальное содержание ДКМ приурочено к западной части Баренцева моря в районе о-ва Медвежий, берегам мелководной северной окраины Новой Земли, а также северным берегам Шпицбергена и континентальной Норвегии, побережья Кольского полуострова. ДКМ у побережий Кольского полуострова, Шпицбергена, Новой Земли, где он накапливается благодаря абразии берегов и, по-видимому, связан с ледовым разномом.

Песчаный материал распространены широкой полосой в южной и юго-восточной области моря, в районе Кольского полуострова, и на северо-западе, у берегов Шпицбергена.

С увеличением глубины песчаные разности сменяются смешанными осадками. Осадки смешанного гранулометрического типа (миктиты) могут быть результатом смешения материала из различных источников.

Осадки с содержанием пелитовой фракции более 50% занимают около 70% площади Баренцева моря. Они широко распространены в глубоководных впадинах и желобах, а также в многочисленных фиордах Северного острова Новой Земли и Земли Франца-Иосифа. Чистые разности пелитовых илов (>90%) обнаружены на ст.5544 (96.4%), ст.5552 (90.2%) – Медвежинский разрез; ст.5563 (92.9%), ст.5565 (94.5%) – разреза южная часть трога желоба Франц-Виктория, возможно, являются ловушками для талой ледниковой взвеси. Данные водно-механического анализа [6] свидетельствуют о доминировании субколоидной фракции в глинистых илах, образующихся за счет ледниковой взвеси. Пелитовые илы с большим содержанием субколоидной фракции накапливаются в желобах, вероятно, за счет поступления взвеси из поверхностных течений Баренцева моря.

Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», а также всем участникам 68-го рейса за помощь в экспедиции.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 20-17-00157. Работа выполнена в рамках базовой темы Госзадания ИО РАН № 0128-2021-0006.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Лисицын А.П., Петелин В.П.К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях // Труды Института океанологии. 1956. Т. XIX. С. 240–251.
2. Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.:

Наука, 1967. 128 с.

3. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. М.: Наука, 2005. 295 с.

4. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Труды Ин-та океанологии АН СССР. 1960. Т.32.

5. Ерошенко Д.В., Кравчишина М.Д. Отчет отряда литологии и петрографии в 68-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» / М.: 2015. С. 358–414.

6. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.

7. Харин Г.С., Ерошенко Д.В., Исаченко С.М., Булохов А.В., Малафеев Г.В., Политова Н.В. Грубообломочный материал ледового разноса на дне Баренцева моря // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 2. С. 135–150.

The tasks of this work included the study of the modern sedimentation system, processing and interpretation of new data on particle size analysis, obtained in the 68th cruise of the R/V Akademik Mstislav Keldysh.

**Боголюбский В.А.<sup>1</sup>, Дубинин Е.П.<sup>1,2</sup>, Грохольский А.Л.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, e-mail: bogolubskiyv@yandex.ru;

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Музей землеведения, г. Москва)

### **Физическое моделирование эволюции трансформной зоны**

#### **Тьернес**

**Bogoliubskii V.A.<sup>1</sup>, Dubinin E.P.<sup>1,2</sup>, Grokholsky A.L.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>The Earth Sciences Museum of Lomonosov Moscow State University, Moscow)

### **Analogue modelling of the evolution of the Tjörnes transform zone**

Ключевые слова: транстенсивные зоны, Исландский плюм, косой рифт, микроплита, трансформная зона

На основе физического моделирования была воспроизведена эволюция сложноустроенной трансформной зоны Тьернес (северный шельф Исландии), соединяющей рифтовую зону хребта Колбенсей с рифтовыми зонами Исландии. Полученные выводы свидетельствуют о ее образовании в несколько стадий, связанных с термическими импульсами Исландского плюма.

Трансформная зона (ТЗ) Тьернес является сложноустроенной и состоит из трех разновозрастных участков, имеющих правосторонний сдвиг и включающих: косой рифт Гримсей, разломная зона Хусавик-Блатей, линеймент Дальвик (рис. 1г). Величина смещения по трансформной зоне составляет 120 км [1].

Косой рифт (КР) Гримсей представлен тремя эшелонированными вулканическими сегментами на северном шельфе Исландии, к северу от Северной вулканической зоны (ВЗ). Примерно 65% всех сдвиговых движений по ТЗ Тьернес аккомодируются косым рифтом. Скорость сдвиговой компоненты составляет 18 мм/год, а раздвиговой – 3 мм/год. Общая протяженность косого рифта составляет 90 км, а его угол наклона по отношению к направлению растяжения составляет 35° [1, 2]

Отдельные вулканические сегменты включают в себя линейно вытянутые параллельные ряды плоско- или округловершинных вулканических конусов диаметром до 12 км, возвышающихся на 150–300 м над дном. Сегменты ограничены сериями сбросов с амплитудой 10–100 м. Перекрытие вулканических сегментов составляет 12–15 км [1].

Разломная зона (РЗ) Хусавик-Блатей протягивается на 120 км от рифта Эйяфьядараудль на западе до Северной ВЗ на востоке. Простирается разломной зоны составляет 10–15° по отношению к направлению растяжения. По механизму разломная зона относится к сбросо-сдвигам, а ее

ширина достигает 10 км. Разломная зона подразделяется на РЗ Хусавик и РЗ Блатей, идущие навстречу друг другу от Северной ВЗ и хр. Колбенсей, соответственно [3]. К западу от полуострова Тьернес, на шельфовой зоне Исландии, они соединяются в виде перекрытия. Скорость сдвиговых движений составляет 6.9 мм/год, что значительно меньше, чем на КР Гримсей [2].

С рифтом Эйяфьрдардаль РЗ Блатей соединяется в виде морфоструктуры “конского хвоста”: сбросы рифта, представляющего собой грабен, при движении на юг приобретают сдвиговую компоненту и постепенно меняют свое простирание, соединяясь в относительно узкую сдвиговую зону. Сам рифт при этом сужается с 25 км в северной части до 5–7 км в южной. Столь значительное изменение морфологии также связано с вращением микроплиты Гримсей-Тьернес по часовой стрелке между РЗ Хусавик-Блатей и КР Гримсей, что также выражается в глубинах свыше 600 м в северной части рифта [1].

Линеамент Дальвик простирается от вулканической системы Тейстарейкир до отмершего рифта Скаги параллельно РЗ Хусавик-Блатей в 25 км южнее, однако морфоструктурного выражения он не имеет и прослеживается лишь в качестве сейсмического линеамента [1].

Физическое моделирование морфоструктурной сегментации рифтовых и сдвиговых зон проводилось 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].

После плавления вещества в установке его верхний слой охлаждается вентилятором и по достижении необходимой толщины корки застывшего вещества (модельной литосферы) начинается ее растяжение с помощью поршня. Вещество обладает упруго-вязко-пластичными свойствами и при определенных значениях температуры и скорости растяжения ведет себя как хрупкое или пластичное тело. Деформации модельной литосферы определяются толщиной хрупкого слоя  $H$  и шириной ослабленной зоны  $W$  [5].

При моделировании общей структуры ТЗ Тьернес (более мелкие внутриплитные разломы не нашли отражения в модели) было необходимо изменять мощность хрупкого слоя не только в ослабленных зонах, но и на вмещающей плите: при движении от модельной литосферы Исландии к литосфере хр. Колбенсей, ее толщина  $H$  уменьшалась с 4 до 2 мм, что задавалось с помощью ветровой тени. Также были заданы две ослабленные зоны, соответствующие хр. Колбенсей ( $H=1$  мм,  $W=4$  см) и Северной ВЗ Исландии ( $H=0.4$  мм,  $W=5$  см). Их параметры были выбраны на основании

предыдущих экспериментов. От хр. Колбенсей простиралась вырезанная трещина длиной 7 см, соответствующая амагматическому рифту Эйяфьядараудль. Изменяемыми параметрами в модели являлись смещение рифтов (оффсет) и перекрытие между ослабленными зонами. Оффсет варьировался от 2 до 6 см, а перекрытие – от –6 до 3 см. Отрицательные значения перекрытия соответствуют расстоянию между краевыми частями ослабленных зон.

Конфигурация полученных трещин в наибольшей степени соответствует ТЗ Тьернес при значениях перекрытия 2 см и оффсета – 3 см. В начале растяжения образуется сегментация в ослабленных зонах, соответствующих хр. Колбенсей и Северной ВЗ. Практически в то же время ослабленные зоны начинают соединяться: трещины начинают продвигаться, как от выреза, соответствующего рифту Эйяфьядараудль в сторону ослабленной зоны, так и от самой ослабленной зоны Северной ВЗ к ослабленной рифтовой зоне хр. Колбенсей. простираение трещины от выреза составляет 5–10°, а трещины от ослабленной зоны – 30–40° относительно направления растяжения (рис. 1а)

Зачастую одна из трещин отмирает, в большинстве случаев такой трещиной является трещина от выреза, что связано с большей реологической прочностью литосферы, прилегающей к Северной ВЗ. Однако в некоторых случаях (рис. 1б) обе трещины движутся равномерно, образуя в зоне перекрытия вращающийся блок, соответствующий микроплите Гримсей-Тьернес, тогда как трещина, начинающаяся от выреза, соответствует амагматической РЗ Хусавик-Блатей.

Вторая же трещина не может соотноситься с КР Гримсей, в пределах которого широкое распространение имеет магматизм. В работе [6] было выдвинуто предположение, согласно которому косой рифт, являющийся нетипичным трансформным разломом, мог возникнуть по ранее заложившейся разрывной структуре, впоследствии послужившей проводящим каналом для магматических импульсов от Исландского плюма, что и привело к образованию современной морфоструктуры.

Для моделирования этого процесса на сочленении трещины и ослабленной зоны в действие был введен локальный источник нагрева (“горячая точка”). При проплавлении модельной литосферы расплавленное вещество распространилось по трещине. При застывании вещества образовался ряд коротких (1–3 см) эшелонированных трещин (рис. 1в), с простираением 70–85° относительно направления растяжения. Одна из трещин, как правило, прилегающая к ослабленной зоне Северной ВЗ, обычно имеет большую длину (до 5 см). Подобный морфоструктурный план соответствует КР Гримсей, в котором первый сегмент, вулканическое поднятие Маунаурейяр является более длинным по сравнению с остальными сегментами, выстраивающимися с разной степенью ортогональности по отношению к направлению растяжения. Конечная зона

сочленения в модели получилась несколько уже, чем в действительности, однако в экспериментах не могут быть учтены различия в скоростях растяжения на хр. Колбенсей и Северной ВЗ, которые и определили увеличение смещения всей трансформной зоны.

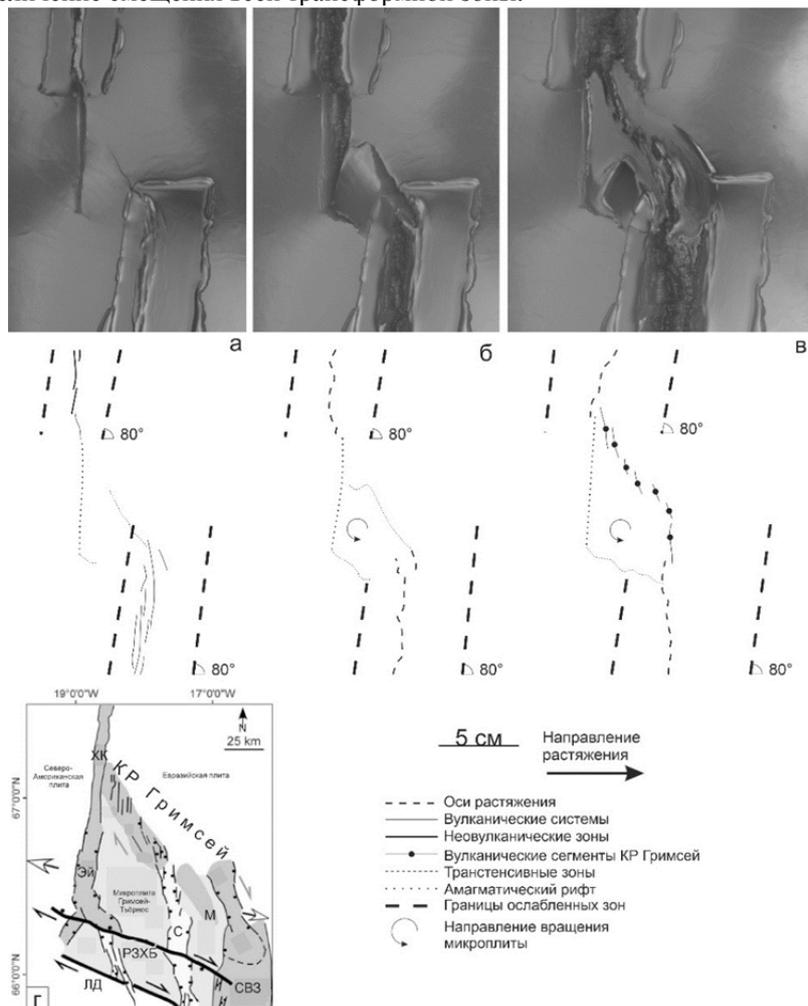


Рис. 1. Моделирование эволюции ТЗ Тьернес. а) продвижение трансверсивных трещин; б) образование вращающегося блока; в) формирование эшелонированных вулканических сегментов; г) структурная схема ТЗ Тьернес [1]. XK – хр. Колбенсей, Эй – рифт Эйяфьярараудль, М – поднятие Маунаурейяр, РЗХБ – РЗ Хусавик-Блатей, ЛД – линеамент Дальвик, СВЗ – Северная ВЗ, С – рифт Скьяулфанди

При вариации значений смещения и перекрытия трещины развиваются как от выреза, так и от ослабленной зоны. При увеличении смещения довольно часто начинают развиваться обе трещины, что приводит к вращению литосферного блока между ними, что и обуславливает большее значение растяжения, чем сдвига при образовании сочленения. При увеличении перекрытия трещины изначально развиваются под большим углом к направлению растяжения, чем наблюдается в действительности, а соединение между ослабленными зонами происходит непосредственно между ними, тогда как вырез после образования соединения отмирает.

Таким образом, экспериментально было показано, что ТЗ Тьернес формировалась последовательно в два этапа. На первом этапе была сформирована общая конфигурация зоны взаимодействия центров растяжения хр. Колбенсей и Северной ВЗ Исландии в виде перекрытия центров спрединга с вращающимся блоком между ними. На втором этапе одна из сформировавшихся трансенсивных разломных зон послужила подводным каналом для магматического импульса Исландского плюма, что привело в конечном итоге к формированию КР Гримсей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Khodayar M., Björnsson S. Structures and Styles of Deformation in Rift, Ridge, Transform Zone, Oblique Rift and a Microplate Offshore/Onshore North Iceland // *International Journal of Geosciences*. 2018. V. 9. P. 461–511.
2. Metzger S., Jónsson S., Danielsen G., Hreinsdóttir H., Jouanne F., Giardini D., Villemin T. Present kinematics of the Tjörnes Fracture Zone, North Iceland, from campaign and continuous GPS measurements // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 192. P. 441–455.
3. Garcia S., Dhont D. Structural analysis of the Húsavík-Flatey Transform Fault and its relationships with the rift system in Northern Iceland // *Geodinamica Acta*. 2005. V. 18. № 1. P. 31–41.
4. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // *Геология и геофизика*. 1983. № 10. С. 10–19.
5. 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.
6. Karson J.A., Brandsdóttir B., Einarsson P., Sæmundsson K., Farrell J.A., Horst A.J. Evolution of migrating transform faults in anisotropic oceanic crust: examples from Iceland // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2019. V. 56. № 12. P. 1297–1308.

Basing on the results of analogue modelling in this paper were reconstructed the Tjörnes transform zone with complicated structure (Northern shelf of Iceland). The conclusions reveal the development of the transform zone during several stages induced by Icelandic plume pulses.

**Василенко Ю.П.<sup>1</sup>, Янченко Е.А.<sup>1</sup>, Колесник А.Н.<sup>1</sup>,  
Шабельникова С.К.<sup>2</sup>, Владимиров А.С.<sup>1</sup>, Баженов И.И.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: [vasilenko@poi.dvo.ru](mailto:vasilenko@poi.dvo.ru); <sup>2</sup>Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток)

**К литостратиграфии верхнечетвертичного осадочного чехла южного склона подводного хребта Ломоносова**

**Vasilenko Yu.P.<sup>1</sup>, Yanchenko E.A.<sup>1</sup>, Kolesnik A.N.<sup>1</sup>,  
Shabel`nikova S.K.<sup>2</sup>, Vladimirov A.S.<sup>1</sup>, Bazhenov I.I.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, <sup>2</sup>Far Eastern Federal University, Vladivostok)

**Lithostratigraphy of the Upper Quaternary sedimentary cover of the Lomonosov Ridge southern slope**

Ключевые слова: литостратиграфия, верхнечетвертичные осадки, хребет Ломоносова, Северный Ледовитый океан.

Нами изучены 18 кернов донных осадков, отобранных в районе южного склона хребта Ломоносова. Установлено, что время накопления вскрытых осадков охватывает пять последних морских изотопно-кислородных стадий (МИС, около 130 тыс. лет). В пределах этих МИС нами выделены девять литостратиграфических уровней, имеющих большое значение для детализации стратиграфии этого региона.

Хроностратиграфия донных отложений Северного Ледовитого океана является сложной задачей. Применение общепризнанных и широко используемых методов датирования здесь имеет свою специфику. Как то: удревнение радиоуглеродного возраста, вариации резервуарного эффекта для различных районов Арктики; отсутствие универсальной палеомагнитной шкалы для высоких широт и большие трудности применения данных шкал, разработанных для средних и низких широт; нельзя также использовать и сопоставление стандартной изотопной кислородной кривой с региональными арктическими шкалами [1, 2].

В настоящее время для стратиграфии осадочного чехла Арктики в основном используются цветовые характеристики донных осадков. Этот подход основан на допущении, что во время межледниковий в глубоководной области Северного Ледовитого океана накапливаются коричневые, преимущественно темно-коричневые слои донных отложений, тогда как в оледенения отлагаются осадки серого и бежевого цветов. Такая дифференциация цвета осадков по этапам цикла оледенения обусловлена поступлением марганца в донные осадки [1, 3–5].

Кроме цвета при стратиграфии арктических донных осадков активно применяют такие литологические параметры как: плотность и магнитная восприимчивость отложений; содержание песчаной фракции. Однако

вышеперечисленные параметры могут существенно отличаться как от района к району, так и внутри отдельных районов, что существенно осложняет стратиграфию и корреляцию осадочных разрезов [6–8].

Данная работа посвящена литостратиграфии осадочного чехла подводного хребта Ломоносова. Фактическим материалом для исследования послужили 18 кернов донных осадков, отобранных с разных гипсометрических уровней южного предгорья подводного хребта Ломоносова в ходе морской экспедиции НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 2020 г. (рис. 1). Было выполнено комплексное изучение данных кернов, включавшее: литологическое описание, измерение магнитной восприимчивости, определение плотности, влажности и цветометрических характеристик. Для семи кернов проанализирован элементный состав рентген-флуоресцентным методом.

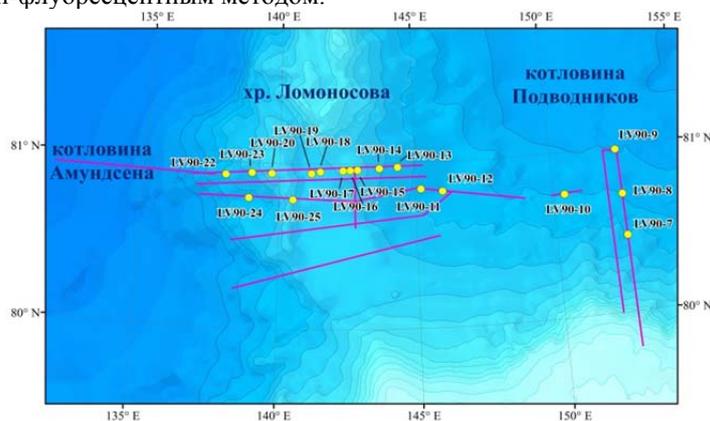


Рис. 1. Местоположение изученных станций

Используя данных по магнитной восприимчивости и литологии мы выполнили стратиграфическое расчленение кернов донных осадков. Для этого мы сопоставили наши данные с магнитной восприимчивостью керна донного осадка PS2757-8. Этот керн отобран на юго-восточном отроге хребта Ломоносова и имеет надежную возрастную модель [6] и является наиболее подходящим для сравнения с нашими кернами. В итоге было установлено, что время накопления полученных нами донных осадков зачастую охватывает пять последних морских изотопно-кислородных стадий (МИС) (рис. 2).

На основе этого первичного стратиграфического расчленения, данных по магнитной восприимчивости, высокоразрешающей цветометрии и элементному составу нами были выделены в пределах пяти последних МИС девять стратиграфически значимых уровней. Для МИС 1 и МИС 2 было установлено по два уровня, по одному для МИС 3 и МИС 4 и три для МИС 5 (рис. 3).

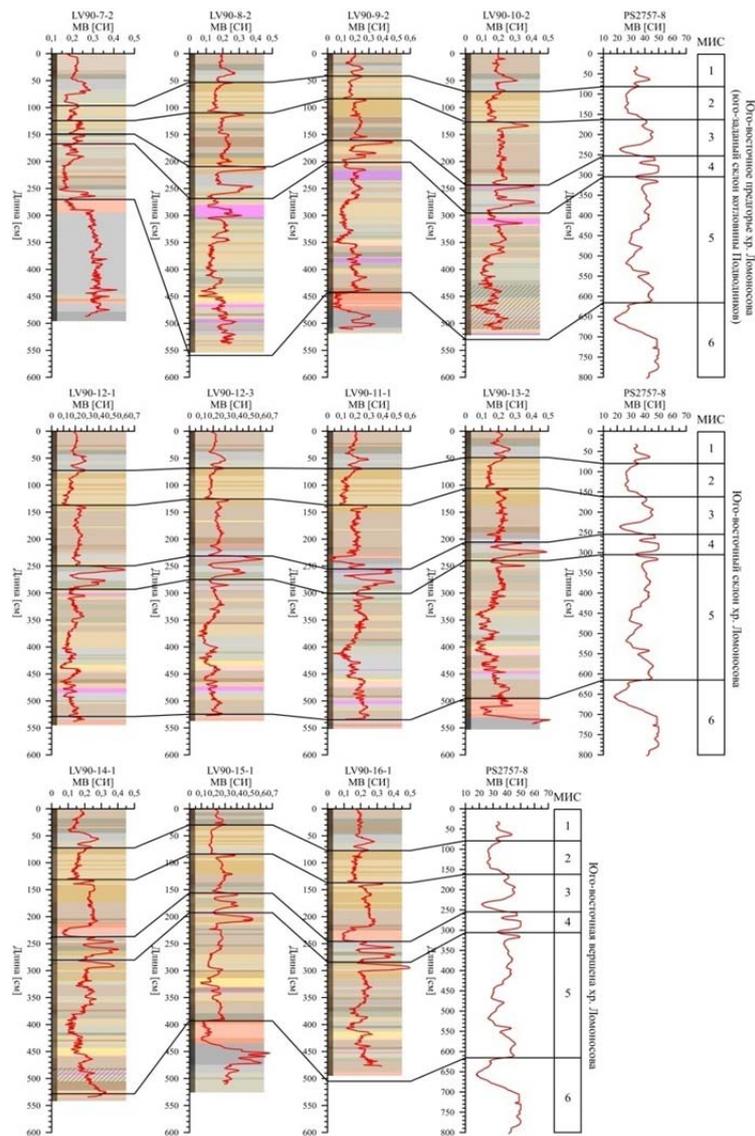


Рис. 2. Схема стратиграфического расчленения кернов донных осадков юго-восточной части хребта Ломоносова. МВ – магнитная восприимчивость. На рисунке приведены цветové схемы слоев кернов донных осадков; фиолетовым обозначены интервалы, содержащие турбидиты; розовым – интервалы, содержащие серии турбидитов; оранжевым – интервалы диагенетически преобразованного осадка.

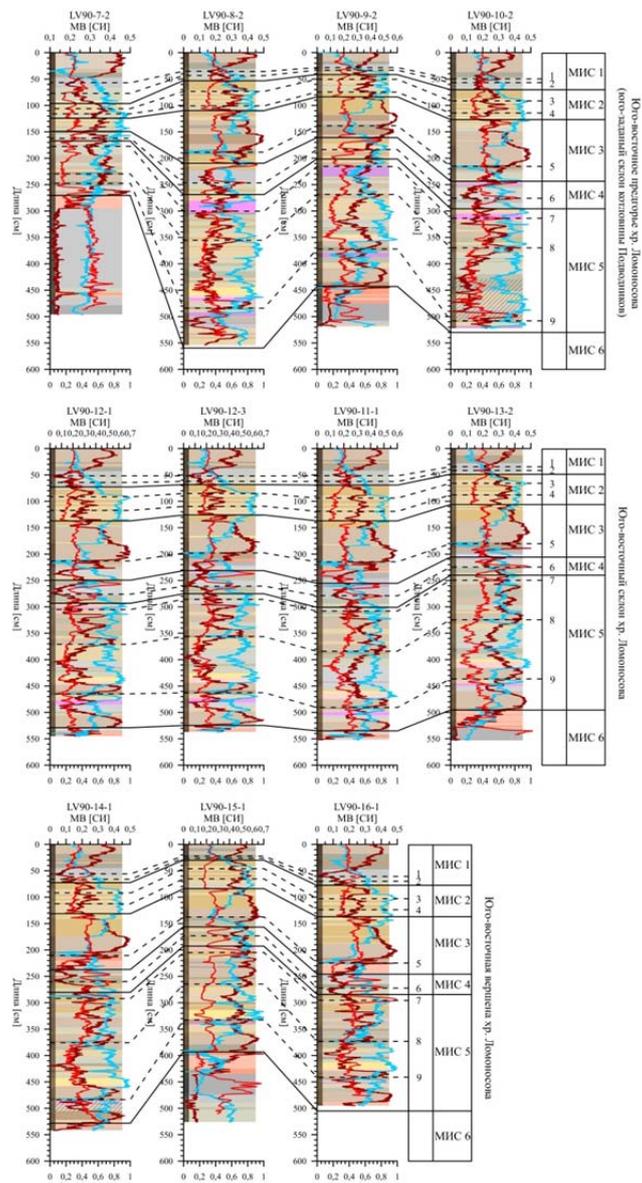


Рис. 3. Стратиграфически значимые уровни для последних пяти МИС донных осадков юго-восточной части хребта Ломоносова. Стратиграфические уровни показаны пунктирными линиями, их номера обозначены цифрами справа от графика. Остальные обозначения аналогичны указанным на рис. 2.

Данные уровни можно использовать как дополнительный стратиграфический инструмент при детализации возрастных моделей кернов донных осадков.

Экспедиционные работы были выполнены в рамках государственного задания ТОИ ДВО РАН № 121021700342-9 и грантов Национальная программа глобальных изменений и взаимодействия между воздухом и морем №GASI-GEOGE-04 и Национального фонда естественных наук Китая №U1606401. Обработка материала и анализ полученных данных проводились за счет средств гранта РФФИ № 19-77-10030.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Chiu P.-Y., Chao W.-S., Gyllencreutz R. et al. New constraints on Arctic Ocean Mn stratigraphy from radiocarbon dating on planktonic foraminifera // *Quaternary International*. 2017. V. 47. P. 13–26.
2. Wang R., Polyak L., Xiao W. et al. Late-Middle Quaternary lithostratigraphy and sedimentation patterns on the Alpha Ridge, central Arctic Ocean: Implications for Arctic climate variability on orbital time scales // *Quaternary Science Reviews*. 2018. V. 181. P. 93–108.
3. Löwemark L., März C., O'Regan M., Gyllencreutz R. Arctic Ocean Mn-stratigraphy: genesis, synthesis and inter-basin correlation // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 97–111.
4. Löwemark L., O'Regan M., Hanebuth T.J.J., Jakobsson M. Late Quaternary spatial and temporal variability in Arctic deep-sea bioturbation and its relation to Mn cycles // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012. V. 365–366. P. 192–208.
5. Polyak L., Bischof J., Ortiz J.D. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // *Global and Planetary Change*. 2009. V. 68. P. 5–17.
6. Jakobsson M., Nilsson J., Anderson L. et al. Evidence for an ice shelf covering the central Arctic Ocean during the penultimate glaciation // *Nature Communications*. 2016. V. 7. P. 10365.
7. Sellén E., O'Regan M., Jakobsson M. Spatial and temporal Arctic Ocean depositional regimes: a key to the evolution of ice drift and current patterns // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 3644–3664.
8. Xiao W., Polyak L., Wang R. et al. Middle to Late Pleistocene Arctic paleoceanographic changes based on sedimentary records from Mendeleev Ridge and Makarov Basin // *Quaternary Science Reviews*. 2020. V. 228. P. 106105.

We studied 18 sediment cores taken in the area of the southern slope of the Lomonosov Ridge. We found that the accumulation time of the recovered sediments is the last five marine oxygen isotope stages (MIS, about 130 thousand years). Within these MISs, we have identified nine lithostratigraphic levels that are of significance importance for detailing the stratigraphy of this region.

## **Вольтский И.Б.<sup>1</sup>, Хольцманн М.<sup>2</sup>, Корсун С.А.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Лаборатория клеточной и молекулярной протистологии, Зоологический институт РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: ivan.voltski@zin.ru; <sup>2</sup>Кафедра Генетики и Эволюции, Университет Женевы, Швейцария; <sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

### **Новые фораминиферы сем. Elphidiidae из высокой**

#### **Арктики: филотип S15**

## **Voltski I.<sup>1</sup>, Holzmann M.<sup>2</sup>, Korsun S.A.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Laboratory of Cellular and Molecular Protistology, Zoological Institute RAS, Saint-Petersburg; <sup>2</sup>Department of Genetics and Evolution, University of Geneva Switzerland; <sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

### **Novel elphidiid foraminifer from the High Arctic: the enigmatic phylotype S15**

Ключевые слова: фораминиферы; шельфовые сообщества; Арктика; молекулярная систематика; протисты

Эльфидииды представляют большое семейство бентосных фораминифер с запутанной таксономией, широко распространенное на арктических шельфах. Новая эльфидида “филотип S15” недавно была найдена в Восточно-Сибирском море. По молекулярным данным, это близкий родственник *Criboelphidium bartletti*; морфология раковины характерна для видов с полуприкрепленным образом жизни.

Семейство Elphidiidae (Rotaliida, Globothalamea) – богатая видами группа бентосных фораминифер, широко распространенная на морских шельфах по всему миру [1, 2]. Типовой род *Elphidium* характеризуется кальцитовыми планоспиральными многокамерными раковинами, спиральными умбиликальными каналами и “мостиками”, пересекающими щелевидные межкамерные пространства в шовных зонах [3]. Сложная морфология раковин и высокая морфологическая пластичность делают крайне проблематичным установление таксономических границ у многих видов. Это, помноженное на высокое разнообразие и тот факт, что первые эльфидииды были описаны еще в XVIII веке, делает группу настоящим “кошмаром таксономистов” (“night mare for taxonomists”).

В Арктике более 15 видов эльфидиид распространены от литорали до границы шельфа. Среди них есть один, обозначенный “филотип S15” в недавних молекулярных филогениях по гену SSUrDNA [4], который еще не был описан морфологически и ошибочно идентифицирован в нескольких публикациях. Во время экспедиции “ТрансАрктика 2019” много живых раковин этого вида было найдено на внешнем шельфе Восточно-Сибирского моря, в то время как более ранние сборы принесли материал из Карского моря и границы шельфа к северу от Шпицбергена. Набранный материал позволяет осуществить полноценное таксономическое исследование с помощью морфологических и молекулярных методов.

Интересным является тот факт, что многие раковины были плотно прикреплены к большим агглютированным фораминиферам (например, *Hormosinapilulifera*). Близкими родственниками неопisanного “филотипа S15” являются обычный в Арктике циркумполярный вид *Cribror elphidium bartletti* и живущий на твердых субстратах и обладающий похожей морфологией *C. frigidum*. По-видимому, филотип S15 также широко распространен в Арктике и может считаться индикатором сезонных или круглогодично покрытых льдом районов внешнего шельфа.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Pillet L., Voltski I., Korsun S., Pawlowski J. Molecular phylogeny of Elphidiidae (Foraminifera) // *Marine Micropaleontology*. 2013. V. 103. P. 1–14. DOI: 10.1016/j.marmicro.2013.07.001.
2. Holzmann M., Pawlowski J. An updated classification of rotaliid foraminifera based on ribosomal DNA phylogeny // *Marine Micropaleontology*. 2017. V. 132. P. 18–34. DOI: 10.1016/j.marmicro.2017.04.002.
3. Hottinger L., Reiss Z., Langer M. Spiral Canals of Some Elphidiidae // *Micropaleontology*. 2001. V. 47. P. 5–34.
4. Darling K.F., Schweizer M., Knudsen K.L., et al. The genetic diversity, phylogeography and morphology of Elphidiidae (Foraminifera) in the Northeast Atlantic // *Marine Micropaleontology*. 2016. V. 129 P. 1–23. DOI: 10.1016/j.marmicro.2016.09.001.

The Elphidiidae represent a large family of benthic foraminifera with a complex test morphology and rich taxonomic history; they are common on the arctic shelves. Undescribed elphidiid ‘phylotype S15’ was recently found in the East Siberian Sea. Molecular data shows its close relationship to circumpolar *Cribror elphidium bartletti*; its test morphology shows features typical for other species with a semi-attached lifestyle.

**Гаврилов А.В.<sup>1</sup>, Малахова В.В.<sup>2</sup>, Деревягин А.Ю.<sup>1</sup>,  
Пижанкова Е.И.<sup>1</sup>, Попова А.А.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, e-mail: gavrilov37@bk.ru; <sup>2</sup>Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, <sup>3</sup>ООО «Северные Изыскания», г. Москва)

**Мерзлые породы Восточно-Сибирского шельфа и их связь с геологическими событиями среднего неоплейстоцена-голоцена**

**Gavrilov A.V.<sup>1</sup>, Malakhova V.V.<sup>2</sup>, Derevyagin A.Yu.<sup>1</sup>,  
Pizhankova E.I.<sup>1</sup>, Popova A.A.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, <sup>2</sup>Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, <sup>3</sup>ООО "Northern Research", Moscow)

**Permafrost of the East Siberian shelf and its relationship with geological events of the Middle Neopleistocene-Holocene**

Ключевые слова: численное моделирование, арктический шельф, мощность многолетнемерзлых пород, температура пород, геологические события

Осуществлена оценка распространения и мощности мерзлых пород на западе шельфа Восточно-Сибирского моря с помощью численного моделирования. Его результаты использованы для оценки роли геологических событий разных временных интервалов в формировании мощности мерзлоты.

Введение. С помощью математического моделирования оценена роль геологических событий в формировании многолетнемерзлых пород (ММП) в западной части Восточно-Сибирского шельфа, расположенного в пределах эпикиммерийской платформы. ММП на арктическом шельфе формируются в холодные периоды, сопровождаемые его осушением в ходе циклических колебаний климата и уровня океана. Шельф Восточной Сибири относится к перигляциальным. Однако, в конце среднего неоплейстоцена в районе островов Де Лонга, Новая Сибирь и Фаддеевский установлено существование покровного оледенения [1, 2]. Учет его влияния на параметры ММП ранее произведен в «чистом виде», т.е. при одинаковом разрезе ледниковой и внеледниковой областей [3]. В докладе приводятся результаты численного моделирования в реальных условиях. Для внеледниковой области принят разрез шельфового окружения о. Б. Ляховский, для ледниковой – разрез прибрежных частей о. Новая Сибирь. Расчет произведен для положительных неотектонических структур.

Методы исследований. Для расчета теплового состояния многолетнемерзлых пород используется одномерная модель теплофизических процессов в донных отложениях с учетом фазовых

переходов между мерзлыми и тальми породами [4].

Сценарий истории геологического развития шельфа Восточно-Сибирского моря в районе Новосибирских островов составлен для последних 200 тыс. лет и состоит из следующих частей: 1) сценарий колебаний уровня моря; 2) палеотемпературный сценарий. Это модель истории развития региона, выраженная в эволюции температуры пород; 3) геологическая модель региона.

Сценарий уровня моря во внеледниковых условиях строился на основе гляциоэвстатических кривых колебаний уровня Мирового океана и их трансформации в соответствии с региональными данными [3]. Для построения сценария уровня моря в ледниковой области количественно оценивались гляциоизостатические движения [5], т.е. рассчитывались величина погружения земной поверхности под ледником во время оледенения и ход ее воздымания в постледниковый период.

Подход к построению палеотемпературного сценария базировался на сочетании глобальных и региональных палеотемпературных данных. Глобальные данные – палеотемпературная кривая ст. Восток – трансформировалась в региональную с помощью палеотемпературных реконструкций, выполненных по датированным отложениям Новосибирских островов и приморских низменностей севера Якутии [6, 7].

Геологическая модель, характеризующая состав, водно-физические и теплофизические свойства пород разреза шельфа, плотность теплового потока из недр, строилась по литературным данным.

Результаты моделирования. Моделирование осуществлялось при тепловом потоке  $60 \text{ мВт/м}^2$  [8]. Модельные данные (рис. 1) показывают, что на основных глубинах моря, развитых вокруг Новой Сибири и Б. Ляховского (5–40 м), модельная мощность ММП в ледниковой области почти в 2.5 раза меньше, чем вне ее. На глубинах моря 5 м в ледниковой области она составляет 366, а в пределах внеледниковой – на 544 м больше, – 910 м. Эта разница существенно больше, нежели полученная при оценке влияния оледенения при задании одинакового геологического разреза в ледниковой и внеледниковой областях (150 м) [3].

Чем обусловлены полученные различия? Различия связаны со спецификой геологического развития и прежде всего неотектонического режима. Район о. Б. Ляховский (внеледниковые условия) характеризуется умеренным воздыманием в олигоцен-голоцене, а ледниковая область, прилегающая к о. Новая Сибирь, – слабым [9]. Это подтверждается меньшей мощностью рыхлых четвертичных отложений и менее глубоким залеганием фундамента эпикиммерийской платформы на о. Б. Ляховского по сравнению с о. Новая Сибирь и предполагается для прилегающего шельфа. Мощность четвертичных осадков и в целом платформенного чехла во многом определяют глубину промерзания, они менее теплопроводны по сравнению с породами основания. Таким образом, существенные различия в

мощности верхних малотеплопроводных горизонтов разреза явились одним из основных факторов, определивших различия в мощности ММП.

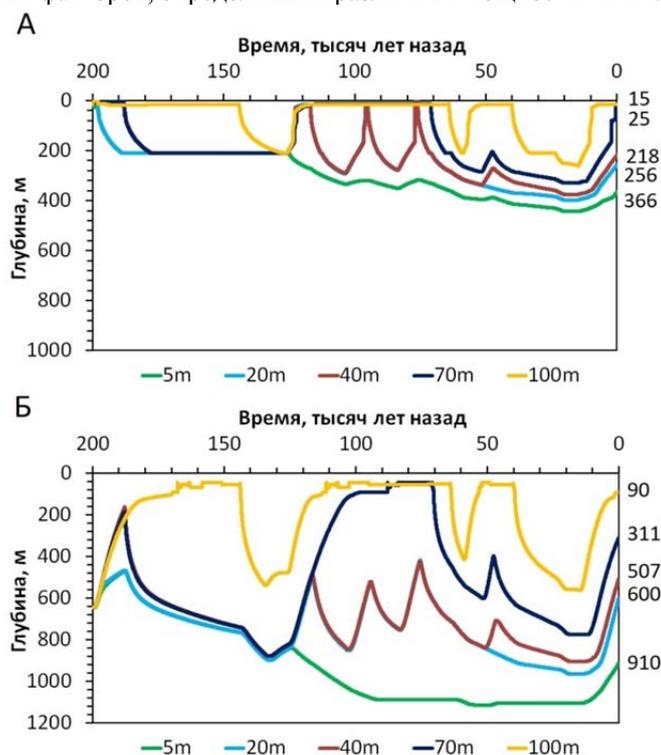


Рис. 1. Мощность многолетнемерзлых пород и ее эволюция в течение последних 200 тыс. лет в областях: А – ледниковой (близ о. Новая Сибирь). Б – внеледниковой (близ о. Б. Ляховский) при глубинах моря 5, 20, 40, 70 и 100 м. Цифры справа – современная мощность ММП, м.

Другим важным фактором явилась эволюция физико-географической обстановки, обуславливавшей изменения во времени температуры поверхности пород. В ледниковой области с конца раннего до середины позднего неоплейстоцена существовали морские условия, исключавшие или замедлявшие многолетнее промерзание пород. В противоположность ледниковой области шельфа, возвышенное положение Ляховской внеледниковой области обуславливало полное доминирование субэдральных обстановок в неоплейстоцене. Окружающий шельф даже не всегда подвергался закономерному затоплению в температурные оптимумы. Амплитуды летних палеотемператур воздуха в МИС-7.1 и МИС 5e и 5a [10] свидетельствуют о континентальном климате, исключавшем, скорее всего,

существование пролива, отделявшего остров от континента. Таким образом, преобладающими температурами поверхности пород на шельфе близ Новой Сибири были от 0...–1.8 в морских условиях до –15°C подо льдом во время оледенения, а на шельфе у Б. Ляховского они в основном составляли по данным моделирования –20...–25°C. Ледник во время оледенения и дегляциации в интервал МИС-6...МИС-5d действовал охлаждающе в радиусе 300–400 км, включая северный и южный берега пролива Дм. Лаптева. Он не дал возможности проявиться потеплению в МИС-5е. В этот самый теплый интервал в неоплейстоцене формировался быччагыйский ледовый комплекс [2].

Настоящее исследование имело цель оценить роль геологических событий среднего неоплейстоцена-голоцена (последних 200 тыс. лет) в формировании мощности ММП и прежде всего роли оледенения МИС-6 и связанных с ним гляциоизостатических движений. Однако выяснилось, что наиболее существенную роль играли события последних сотен млн. лет, сформировавшие состав и свойства пород.

Как оценить вклад событий разных интервалов времени в формирование мощности ММП? Это можно сделать, используя в качестве мерила вклада разницу мощности в ледниковой и внеледниковой областях на изобате 5 м. С событиями среднего неоплейстоцена-голоцена связана 150-метровая разница мощности [3]. Она получена при задании одного и того же разреза, т.е. при исключении состава и свойств пород как фактора из рассмотрения. Тогда на долю событий временного интервала юра-голоцен, как фактора формирования ММП, придется почти 400 м ( $544-150=394$  м).

Моделирование при глубинах моря 70 и 100 м, которых нет в окружении Новой Сибири и Б. Ляховского, осуществлено для оценки реалистичности модельных результатов. Значения мощности 15 и 25 м (рис. 1А) позволяют предполагать возможность существования островных ММП при глубинах моря 100 и 70 м в ледниковой области. Соответственно, значение мощности ММП 90 м (рис.1Б) может говорить о возможности прерывистого распространения мерзлых пород во внеледниковых условиях в районе глубин моря около 100 м. Указанное коррелирует с ранее выполненными расчетами для морей Восточной Арктики (11).

Работа носит постановочный характер. В последующем будут проведены исследования для более полного учета данных в целях объективизации исходных параметров для моделирования.

#### Выводы.

1. Выполнена оценка распространения и мощности ММП на западе шельфа Восточно-Сибирского моря с помощью численного моделирования. Установлено, что мощность ММП в районе покровного оледенения МИС-6 на первые сотни метров может быть меньше, чем за его пределами.

2. Материалы моделирования использованы для оценки вклада событий разных временных интервалов в формирование мощности ММП. Наиболее

значительным оказался вклад событий, сформировавших чехол эпикиммерийской платформы. Вклад событий среднего неоплейстоцена-голоцена, включая оледенение МИС-6, оказался в два раза ниже.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басилян А.Э., Никольский П.А. Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (Новая Сибирь) // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 76–84.
2. Тумской В.Е. Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене-голоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 12–21.
3. Gavrilov A., Malakhova V., Pizhankova E., Popova A. Permafrost and Gas Hydrate Stability Zone of the Glacial Part of the East-Siberian Shelf // *Geosciences*. 2020. V. 10 (12). 484. DOI: 10.3390/geosciences10120484
4. Malakhova V.V., Eliseev A.V. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments // *Global and Planetary Change*. 2020. V. 192. 103249. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2020.103249
5. Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972. 157 с.
6. Каплина Т.Н. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М.: Наука, 1981. С. 153–181.
7. Конищев В.Н. Эволюция температуры пород арктической зоны России в верхнем кайнозое // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 4. С. 39–47.
8. Davies J.H. Global map of solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. DOI: 10.1002/ggge.20271
9. Мусатов Е.Е. Неотектоническая структура // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Книга I. Арктические моря. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 26–31.
10. Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeister L., Kuzmina S., Novenko E., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Plyashuk B.R., Kuznetsova T.V., Krbetschek M., Meyer H., Kunitsky V.V. Late Saalien and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia) // *Boreas*. 2004. V. 33. P. 319–348.
11. Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Tipenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *Geo-Marine Letters*. 2005. V. 25. № 2–3. P. 167–182.

The assessment of the distribution and thickness of frozen rocks in the west of the East Siberian Sea shelf was carried out using numerical thermal modelling. Its results were used to assess the role of geological events of different time intervals in the formation of permafrost thickness.

**Гершелис Е.В.<sup>1</sup>, Гринько А.А.<sup>1,2</sup>, Полтавская Н.А.<sup>1</sup>,  
Клеванцева Е.В.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск; <sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток)

**Особенности состава органического вещества осадков моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря по данным пиролитического анализа**

**Gershelis E.V.<sup>1</sup>, Grinko A.A.<sup>1,2</sup>, Poltavskaya N.A.<sup>1</sup>,  
Klevantseva E.V.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk; <sup>2</sup>V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Organic matter composition in the sediments of the Laptev and East Siberian seas: pyrolysis data**

Ключевые слова: донные осадки, органическое вещество, море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, пиролиз

В данной работе приведены первые результаты исследований нерастворимой части органического вещества в четырех колонках донных осадков, отобранных в прибрежной и внешней части шельфа моря Лаптевых, в проливе Дмитрия Лаптева и в Чаунской губе (Восточно-Сибирское море). Приведены данные по пяти группам идентифицированных компонентов: полисахариды, ароматические и азотсодержащие соединения, липиды, фенолы. Наименьшая изменчивость состава отмечается в осадках Чаунской губы, тогда как осадки, отобранные на севере губы Буор-Хая и в проливе Дмитрия Лаптева, характеризуются резкими колебаниями относительного содержания ароматических соединений, фенолов и липидов.

Исследованиям механизмов транспорта, накопления и преобразования органического углерода в системе суша-шельф морей Восточной Арктики в настоящее время уделяется особое внимание в контексте усиления процессов деградации наземной и подводной мерзлоты. В данной работе приводятся результаты изучения нерастворимой части органического вещества донных осадков, полученные с применением метода пиролитической хромато-масс-спектрометрии.

Образцы осадков получены в рейсе № 82 на НИС «Академик Мстислав Келдыш» и в рейсе № 60 на НИС «Академик Опарин» в сентябре–октябре 2020 г. Осадки после экстракции растворителем анализировали с помощью системы Bruker SCION 436 GC TQ, подключенной к пиролизеру Ругоргобе CDS-5150. В данной работе приведены результаты исследований 4 колонок донных осадков, отобранных в прибрежной (№ 6973) и внешней части шельфа (№ 6984) моря Лаптевых, в проливе Дмитрия Лаптева (№ 6970) и в Чаунской губе (№ АО-60; Восточно-Сибирское море).

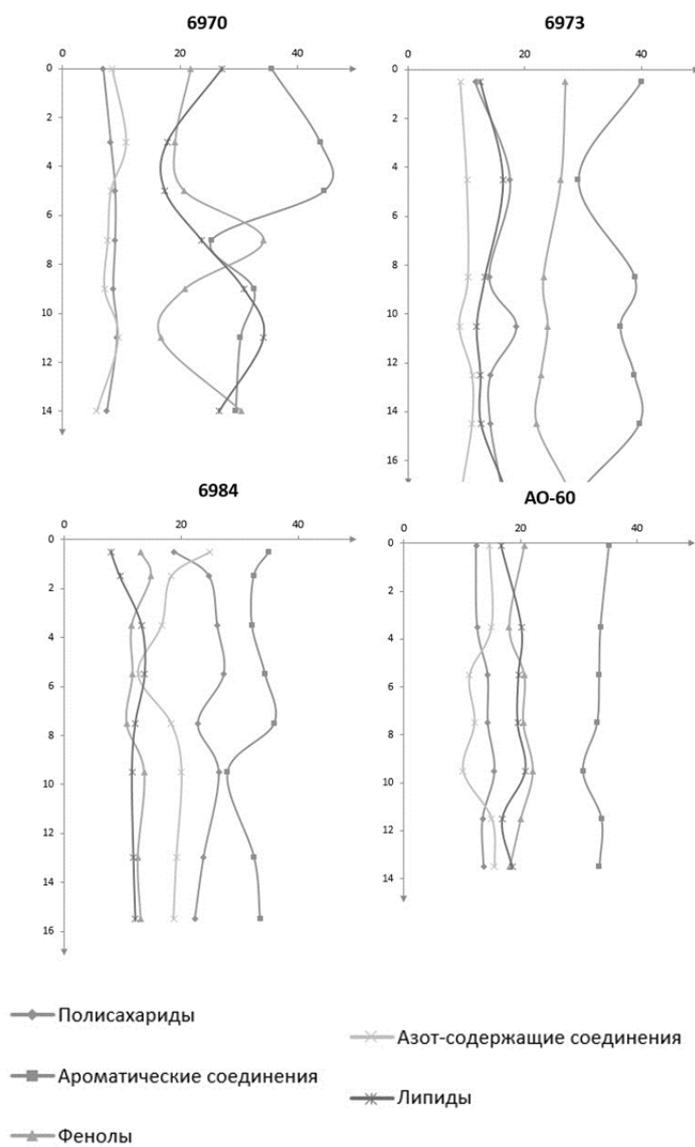


Рисунок. Распределение идентифицированных групп соединений по глубине. По горизонтальной оси – относительное содержание групп соединений (%); по вертикальной оси – глубина колонки (см).

Результаты, полученные с привлечением метода пиролитической ГХ-

МС, представляют собой сложные хроматограммы, содержащие сотни соединений. В рамках данного исследования было идентифицировано около 70 соединений, наиболее представительных для данного типа образцов, по аналогии с работами [1, 2]. Идентификация соединений проводилась с использованием библиотечных (NIST) и опубликованных в литературе масс-спектров.

Для удобства анализа полученных результатов идентифицированные компоненты были объединены в 5 групп, представляющих различные классы соединений, которые, в свою очередь, могут потенциально указывать на наземные или морские источники первичного органического вещества. В частности, рассмотрены распределения групп компонентов полисахаридов, азотсодержащих и ароматических соединений (в т.ч. ПАУ), фенолов и липидов (рис.). Следуя подходу определения относительного содержания, описанного в [2], относительные площади основных ионов в каждой группе сравнивали с общей площадью всех измеренных соединений. Отметим, что данный подход не предполагает количественное определение всех органических соединений в образцах, однако он дает важную информацию для проведения сравнительного анализа осадков по основным фрагментам матрицы органического вещества.

Так, доля полисахаридов варьирует в диапазоне от 6.95% до 27.34%, причем наименьшая доля отмечается в осадках, отобранных из прибрежных районов моря Лаптевых (северная часть губы Буор-Хая), наиболее высокая – на внешнем шельфе моря Лаптевых. Содержание ароматических соединений относительно равномерно меняется от 25.41% до 44.61% для всех исследованных образцов, однако самые высокие значения приурочены к приповерхностному (2–6 см) горизонту станции № 6970. Содержание фенолов, которые могут быть с большой долей вероятности отнесены к продуктам окисления лигнина, находится в диапазоне 10.66–34.26% с максимальными значениями в районе пролива Дмитрия Лаптева, а минимальными – на внешней части лаптевоморского шельфа. Наконец, доля липидов в пиролизуемом веществе составила 8.03–34.19%, при этом повышенные значения также характерны для осадков пролива.

Изменчивость состава органического вещества, отмечаемая с изменением глубины горизонта отбора, отражает уровень гидродинамического режима вод и специфики районов седиментации. Так, для образцов, отобранных в северо-восточной части Чаунской губы – преимущественно аккумулятивной системы с полузамкнутым водообменом – отмечается относительно равномерное распределение содержания идентифицированных групп соединений [3]. Наибольшая изменчивость, особенно для групп полисахаридов, фенолов и липидов, характерна для осадков транзитной системы пролива Дмитрия Лаптева.

Авторы признательны чл.-корр. РАН, заведующему лабораторией арктических исследований ТОИ ДВО РАН И.П. Семилетову и заведующему

лабораторией перспективных исследований ТОИ ДВО РАН А.Н.Чаркину за поддержку и возможность принять участие в комплексных экспедиционных исследованиях. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 21-77-00075).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sparkes R.B., Selver A.D., Gustafsson Ö., Semiletov I.P., Haghpor N., Wacker L., Eglinton T.I., Talbot H.M., Van Dongen B.E. Macromolecular composition of terrestrial and marine organic matter in sediments across the East Siberian Arctic Shelf // *Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 2485–2500.
2. Guo L., White D., Xu C., Santschi P. Chemical and Isotopic Composition of High-Molecular-Weight Dissolved Organic Matter From the Mississippi River Plume // *Marine Chemistry*. 2009. V. 114.
3. Дударев О.В. Современный литоморфогенез на Восточно-Арктическом шельфе России: дис. на соиск. учен. степ. докт. геол.-мин. наук.: 25.00.28. ТОИ ДВО РАН, ТПУ, 2016. 386 с.

This study focuses on the non-extractable portion of organic matter investigated in four sedimentary columns from the coastal and outer parts of the Laptev Sea shelf, from the Dmitry Laptev Strait and from the Chaunskaya Bay (East Siberian Sea). The data on five groups of identified components are presented: polysaccharides, aromatic and nitrogen-containing compounds, lipids, phenols. The lowest compositional variability is observed in the sediments of the Chaunskaya Bay, while the sediments sampled in the north of the Buor-Khaya Bay and in the Dmitry Laptev Strait are characterized by sharp fluctuations in the relative content of aromatics, phenols, and lipids.

**Гусев Е.А.<sup>1</sup>, Рыбалко А.Е.<sup>1</sup>, Большианов Д.Ю.<sup>2</sup>,  
Макаров А.С.<sup>2</sup>, Рябчук Д.В.<sup>3</sup>, Жамойда В.А.<sup>3</sup>, Сергеев А.Ю.<sup>3</sup>,  
Бартова А.В.<sup>3</sup>, Крылов А.А.<sup>1</sup>, Яржембовский Я.Д.<sup>1</sup>,  
Костромина Н.А.<sup>1</sup>, Семенов П.Б.<sup>1</sup>, Малышев С.А.<sup>1</sup>,  
Горбунов Д.А.<sup>1</sup>, Комаров А.Ю.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана им. академика И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, Россия e-mail: gus-evgeny@yandex.ru; <sup>2</sup>ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия; <sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия)

### **К вопросу о плейстоценовом оледенении Восточно-Арктического шельфа**

**Gusev E.A.<sup>1</sup>, Rybalko A.E.<sup>1</sup>, Bolshiyarov D.Yu.<sup>2</sup>,  
Makarov A.S.<sup>2</sup>, Ryabchuk D.V.<sup>3</sup>, Zhamoida V.A.<sup>3</sup>,  
Sergeev A.Yu.<sup>3</sup>, Bartova A.V.<sup>3</sup>, Krylov A.A.<sup>1</sup>,  
Yarzhembovskiy Ya.D.<sup>1</sup>, Kostromina N.A.<sup>1</sup>, Semenov P.B.<sup>1</sup>,  
Malyshev S.A.<sup>1</sup>, Gorbunov D.A.<sup>1</sup>, Komarov A.Yu.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Gramberg All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg, Russia; <sup>2</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; <sup>3</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia)

### **On the question of the Pleistocene glaciation of the East Arctic shelf**

Ключевые слова: четвертичные отложения, рельеф морского дна, ледниковые щиты, оледенение, арктический шельф, Новосибирские острова, Восточно-Сибирское море, море Лаптевых, Восточно-Арктический шельф.

Наблюдения, выполненные на Восточно-Арктическом шельфе, а также данные по строению островной и материковой суши свидетельствуют об отсутствии здесь мощных ледниковых щитов в плейстоцене. В регионе не фиксируется конечных ледниковых форм, переуплотненные глины, залегающие на дне – среднеплейстоценовые и имеют морское происхождение. Системы гряд и другие линейные элементы на поверхности морского дна вокруг островов образовались, скорее всего, под воздействием придонных течений. На островной суше как в плейстоцене, так и в голоцене развивалось пассивное оледенение, оказавшее слабое влияние на рельеф.

Вопрос о возможном оледенении Новосибирских островов и всего окружающего их Восточно-Арктического шельфа был поставлен давно [1], и к нему неоднократно возвращались [2–4 и др.]. В основном при реконструкциях использовались данные по островной суше, так как

значительная ледовитость морей Лаптевых и Восточно-Сибирского не позволяла изучить строение морского дна. В последние годы по Восточно-Арктическому шельфу появились новые качественные материалы сейсмоакустического профилирования, многолучевого эхолотирования и донного пробоотбора, которые освещают строение форм рельефа и слагающих эти формы отложений. Кроме того, в последние годы хорошо изучены разрезы четвертичных отложений берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Материковая суша. Отечественные и международные исследования, посвященные реконструкции палеоклимата Лаптевоморского региона, позволяют для плейстоцена этого региона с уверенностью моделировать сухие аридные условия, с широким развитием тундростепных условий и развитием многолетней мерзлоты. Собраны многочисленные остатки мамонтовой фауны широкого возрастного диапазона, включающего в себя криохроны, во время которых в других регионах реконструируются мощные оледенения. Изучены также стоянки древнего человека, по времени существования совпадающие с морскими изотопными стадиями (МИС) 2 и 3.

Из отложений, вскрывающихся по берегам Быковского полуострова [5], выделены остатки насекомых, которые свидетельствуют о крио-аридных обстановках в интервале 47–34 тыс. л.н. К этому же временному интервалу приурочено большинство находок костей крупных млекопитающих. Особенности строения ледового комплекса пород в дельте Лены и по берегам моря Лаптевых свидетельствуют о том, что его формирование происходило 60–30 тыс. лет назад при значительно повышенном уровне моря. В опресненном палеобассейне накапливались органоминеральные осадки, а в прибрежной зоне происходило их одновременное промерзание [6]. Таким образом для материковой суши, обрамляющей Восточно-Арктический шельф, нет признаков гляциальных обстановок для зырянского (МИС 4) и сартанского (МИС 2) времени.

Островная суша. Изучение Новосибирских островов привело ряд исследователей к выводам об отсутствии сартанского оледенения [7]. Однако коллеги из Геологического института РАН [2, 4] все же реконструировали ледниковый покров для среднего неоплейстоцена, синхронного по времени с МИС 6. В качестве доказательств приводятся указания на: найденный на островах валун, схожесть структуры пластовых льдов с глетчерами, а также используется невалидная датировка по U-Th. Также привлекаются прежние ледниковые реконструкции [1, 3 и др.].

Деформации отложений на юге о-ва Новая Сибирь, принимаемые за гляциодислокации [2–4, 8], являются, скорее всего, складками гравитационного оплывания. В районе утеса Деревянные горы в поле силы тяжести фиксируется гравитационная ступень, соответствующая резкому перепаду глубины залегания поверхности складчатого мезозойского фундамента. Положительным аномалиям соответствуют поднятия

фундамента, отрицательным – понижения, эта закономерность подтверждена бурением, которое сопровождали геологосъемочные и поисковые работы на Новосибирских островах. Авторы доклада предполагают, что в эпохи потепления происходила оттайка мерзлых толщ. В результате деградации мерзлоты разрез становился значительно обводненным, глинистые и супесчаные отложения сползали с поднятий в сторону понижений. Неотектоническое воздымание горстового поднятия Деревянных гор привело к деформации прислоненных четвертичных морских террас [9]. Сами контуры гравитационных аномалий, отражающих строение субстрата, участки воздымания и напряженного состояния недр, никак не соотносятся с предполагаемыми контурами ледникового щита. Скорее, поле силы тяжести отражает тектоническое строение геодинамически активного Восточно-Арктического шельфа.

Проведенные детальные исследования геохимии и изотопного состава кислорода из пластовых льдов Новосибирских островов свидетельствуют не об атмосферном, ледниковом генезисе льда, а о внутригрунтовом [10]. Факты вытаивания из-под современных ледников островных арктических архипелагов раннеголоценовых морских террас исключают остаточное происхождение современных ледниковых куполов. Таким образом, современное оледенение островной суши и пластовые льды островов не являются остатками плейстоценовых глетчеров.

На острове Врангеля найдены лишь следы развития горного и горно-долинного оледенения, но никак не покровного [11]. По данным других исследователей [12], все морские осадки острова Врангеля – древнее времени последнего ледникового максимума, таким образом, ни остров Врангеля, ни Восточно-Сибирское, ни Чукотское море не подвергались оледенению в последние 64 000 лет.

Шельф. На Восточно-Арктическом шельфе с середины прошлого века известны грядовые формы рельефа морского дна, распространенные как вдоль материкового побережья, так и вокруг островов. Были попытки определить гряды как стадийные морены плейстоценовых ледников [3]. Однако океанографические исследования привели к выводу о морском происхождении грядовых комплексов. Наблюдаемые на акватории подводные гряды, опоясывающие южные берега островов Новая Сибирь и Жохова, являются не стадийными моренами, а подводными барами, сложенными песками и образовавшимися благодаря мелководным морским течениям [13]. Новые детальные исследования морского дна вокруг острова Новая Сибирь, проведенные геологами ВСЕГЕИ в 2020 г., свидетельствуют о смешанном аккумулятивно-эрозионном происхождении гряд [14]. Такие же гряды откартированы вдоль материкового побережья восточной части Восточно-Сибирского моря. Во всяком случае, определенно можно утверждать, что гряды образовались под действием морских течений и к конечным ледниковым формам не имеют никакого отношения.

В последние годы по внешней части Восточно-Арктического шельфа

проведены сейсмоакустическое профилирование и донный пробоотбор. Считается [15 и др.], что изрезанная эрозионная поверхность на морском дне ассоциируется с моренным диамиктоном, возраст которого по радиоуглеродным датировкам перекрывающих морских осадков определяется как сарганский (МИС 2). Предполагаемый возраст максимального распространения ледникового воздействия на дно оценивается в 185–130 тыс. лет назад (МИС 6). Как считают многие авторы [16 и др.], экзарации подверглись вершины подводных океанических хребтов и поднятий, а также внешняя часть арктического шельфа до современных глубин 1000 м.

Наши наблюдения не подтверждают гипотезу о распространении ледникового покрова на континентальной окраине Восточно-Сибирского и Чукотского морей в конце среднего неоплейстоцена (МИС 6). По всей видимости, в это время здесь были развиты морские обстановки. Образовавшиеся позднее эрозионные формы, скорее всего, связаны с эрозионными процессами, вызванными подводными течениями, либо айсберговым и ледовым (стамухи) выпахиванием.

Результаты изучения плотных морских глин, имеющих на сейсмоакустических профилях признаки моренного диамиктона, свидетельствуют о необходимости более осторожной интерпретации геофизических данных. В частности, нами был изучен разрез колонки АФ-0729 (76° 36' 13,8" с.ш., 161° 42' 4,3" в.д., глубина моря – 192 м). Ниже текучепластичных голоценовых илов в интервале 47–191 см отобраны тугопластичные до твердых (с трудом режутся ножом), полусухие серые пелиты с очень редким гравием. Осадок очень хорошо сортирован, с подавляющим преобладанием пелитовых фракций. На глубине 1.3 м встречена раковина двустворки *Portlandia arctica* (Gray). Колонка была всесторонне изучена, с привлечением палеомагнитного, спорово-пыльцевого, микрофаунистического, радиоуглеродного и радиохимического анализов. Радиоуглеродная ( $AMS^{14}C$ ) датировка раковины морского моллюска *Portlandia arctica* (Gray), с глубины 1.3 м показала значение > 44 000 (AA-105592). Полученная дата хорошо коррелируется с определением возраста по методу избыточного тория [17]. Возраст осадков по избыточному торью определен как среднелепистоценовый (~172 тыс. лет).

Не всякие акустически прозрачные толщи, имеющие неровную, до пилообразной, верхнюю границу, выходящие на поверхность морского дна и представленные плотными глинами и суглинками, имеют ледниковое происхождение. Другое соображение – это возможность образования циркуобразных структур у бровки континентального шельфа и без всякого участия ледника – оползневые террасы с акустически прозрачным строением толщ, следы действия подводных течений, конусы выноса, связанные с неотектонической активизацией континентальных окраин, и др. Кроме того, при последних геологосъемочных работах на дне морей

Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского не обнаружено ледниковых гряд, с которыми можно было бы ассоциировать очертания плейстоценовых ледников.

Таким образом, в пределах Восточно-Арктического шельфа не найдено никаких свидетельств существования в плейстоцене ледниковых щитов. Нет ни краевых грядовых ледниковых форм, ни основной морены, пластовые льды не являются атмосферными по происхождению, плотные глинистые осадки на морском дне не являются диамиктоном, представляя собой переуплотненные морские глины. Поэтому пока, на основании имеющихся геолого-геофизических данных, об оледенении Восточно-Арктического шельфа в районе Новосибирских островов и окружения говорить не приходится. По-видимому, в плейстоцене существовали небольшие ледниковые купола на Новосибирских островах и острове Врангеля. Однако такие ледники были, скорее, пассивными и не оказали значительного влияния на рельеф островов и окружающего шельфа морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. Более распространено было подземное оледенение, следы которого выражены в едомном комплексе, широко распространенном как на материковом обрамлении, так и на островной суше.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Толль Э.В. Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и ледниковому периоду // Записки Импер. рус. географ. общества. 1897. Т. 32. № 1. 139 с.
2. Базилян А.Э., Никольский П.А., Анисимов М.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет // Новости МПГ 2007/2008. 2008. № 12. С. 7–9.
3. Гросвальд М.Г. Признаки покровного оледенения Новосибирских островов и окружающего шельфа // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 654–659.
4. Павлова Е.Ю., Анисимов М.А., Дорожкина М.В., Питулько В.В. Следы древнего оледенения на о. Новая Сибирь (Новосибирские острова) и природные условия района в позднем неоплейстоцене // Лед и снег. 2010. № 2 (110). С. 85–92.
5. Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals // Quaternary Science Reviews. 2005. V. 24. № 5–6. P. 533–569. doi:10.1016/j.quascirev.2004.09.007
6. Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
7. Макеев В.М., Питулько В.В. Новые данные о природных условиях в конце позднего плейстоцена – начале голоцена в высокоширотной Азиатской Арктике и времени ее заселения древним человеком // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 2. С. 435–437.

8. Голионко Б.Г., Басилян А.Э., Никольский П.А. и др. Складчато-надвиговые деформации острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия) – возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника. 2019. № 6. С. 46–64.
9. Большианов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб: ААНИИ, 2006. 296 с.
10. Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 56–70.
11. Gualtieri L., Vartanyan S., Brigham-Grette J., Anderson P.M. Pleistocene raised marine deposits on Wrangel Island, northeast Siberia and implications for the presence of an East Siberian ice sheet // Quaternary Research. 2003. V. 59. P. 399–410. doi:10.1016/S0033-5894(03)00057-7
12. Karhu J.A., Tschudi S. et al. Constraints for the latest glacial advance on Wrangel Island, Arctic Ocean, from rock surface exposure dating // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 447–451. doi:10.1016/S0921-8181(01)00134-5
13. Никифоров С.Л. Геоморфология дна западной части Восточно-Сибирского моря // Океанология. 1984. Т. XXIV. № 6. С. 948–953.
14. Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Ковалева О.А. и др. Особенности геологического строения и генезиса подводных гряд шельфовой зоны Восточно-Сибирского моря (обрамление о. Новая Сибирь) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-запада России. 2020. № 7. С. 198–205.
15. Polyak L., Darby D.A., Bischof J.F., Jakobsson M. Stratigraphic constraints on late Pleistocene glacial erosion and deglaciation of the Chukchi margin, Arctic Ocean // Quaternary Research. 2007. V. 67. Is. 2. P. 234–245.
16. Niessen F., Hong J.K., Hegewald A. et al. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin // Nature Geoscience. 2013. V. 6. Is. 10. P. 842–846. doi: 10.1038/ngeo1904
17. Гусев Е.А., Зинченко А.Г., Бондаренко С.А. и др. Новые данные о рельефе и четвертичных отложениях внешнего шельфа Восточно-Сибирского моря // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С. 58–68.

Observations carried out on the East Arctic shelf, as well as data on the structure of the island and continental land, indicate the absence of powerful ice sheets here in the Pleistocene. There are no final glacial forms in the region; overconsolidated clays on the bottom are of the Middle Neopleistocene and are of marine origin. Ridge systems and other lineaments on the surface of the seabed around the islands were most likely formed by bottom currents. On the insular land both in the Pleistocene and in the Holocene, passive glaciation developed, which had a weak effect on the relief.

**Друщиц В.А.**

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

**Значимые события для геологии арктических морей в  
позднем кайнозое**

**Drouchits V.A.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Significant events for the geology of the Arctic Seas in the Late  
Cenozoic**

Ключевые слова: арктические моря, неотектоника, рифтовые системы, поздний кайнозой.

После разделения Северо-Американской и Евразийской литосферных плит в раннем олигоцене на континентальном обрамлении Северного Ледовитого океана наступает период консолидации мегапровинций. Начиная с плиоцена развивается тенденция стабилизации тектонических движений и доминирования процессов аккумуляции.

Арктический регион занимает значительную часть северного полушария. Выделение ключевых моментов в развитии природы региона в целом и его отдельных областей осложняется вследствие значительной разницы в степени их изученности. На основании районирования аномальных потенциальных полей, Арктическая континентальная окраина расположена в Евразийской и Северо-Американской провинциях и разделена провинцией срединно-океанических хребтов [1].

По мнению группы ученых [2], на неотектоническом этапе в Атлантико-Арктической рифтовой системе происходит консолидация и разнородных сегментов, и мегапровинций в единое образование, а реализация геологических процессов протекает по пути наименьших энергетических затрат. Этот процесс характерен и для всего континентального обрамления Северного Ледовитого океана. С этого времени начинается новый этап в развитии этой глобальной структуры: изменение межплитных границ и формирование единой структуры пассивных континентальных окраин с позднекайнозойским осадочным чехлом.

Именно в позднем кайнозое (33 млн.л.н.) Гренландия и Евразия отделились друг от друга. В тоже время в рифтовой системе моря Лаптевых вплоть до раннего миоцена доминируют процессы сжатия [3]. В российской Арктике особое значение приобретают сквозные структуры, пересекающие моря Лаптевых (продолжающаяся на континенте рифтовая зона хребта Гаккеля) и Чукотское (реактивированный в квартере триасовый Колючинско-Мечигменский рифт). В море Лаптевых рифтообразование вновь активизируется в среднем миоцене. В олигоцене – раннем миоцене в морях Восточно-Сибирском и Чукотском развиваются деформации сжатия. Неоген-четвертичное время характеризуется спокойной тектонической

обстановкой [4, 5]. На внешнем шельфе Западной Арктики образовалась система желобов в плиоцен – четвертичное время [6, 7].

Воздымание шельфа Баренцева моря в миоцене приводит к эрозионному срезу, достигающему в западной части 690 м, в четвертичный период эрозионный срез составляет 1100 м [8]. В российской части Баренцева моря эрозия кайнозойского разреза достигла 1500–2000 м [9].

Шельф Северной Аляски испытывает влияние двух геодинамических процессов: процессов растяжения по северной границе вала Барроу [10] и продвижения складчато-надвигового пояса хребта Брукс в северо-восточном направлении (со скоростью 5 мм/год), которое генерирует деформации, начиная с плиоцена до настоящего времени [11]. На канадском шельфе моря Бофорта в позднем миоцене произошла реактивация юрско-меловых рифтовых дислокаций и палеоцен-раннеэоценовых структур. Плиоцен-четвертичная толща несогласно залегает на кайнозойских и более древних отложениях, мощность ее на шельфе превышает 2 км. Скорость позднекайнозойского опускания оценивается в 0.4 мм/год [12]. Разломные нарушения затухают в позднемиоценовых отложениях. Современный этап развития данной территории определяется как состояние в режиме сжатия, которое характеризуется незначительными деформациями в голоцене [13].

По данным глубоководного бурения и геофизического профилирования в начале миоцена вследствие процессов рифтогенеза начинает формироваться межконтинентальная связь Северной Атлантики и Северного ледовитого океана (пролив Фрама) [14], что повлияло и до настоящего времени влияет на формирование природных условий Арктики. Глубина этого пролива (около 3000 м) позволяла происходить активному водообмену между этими океанами даже в ледниковые стадии.

Первое открытие Берингова пролива происходит в позднем миоцене (5.5–5.4 млн.л.н.). Позднее его существование определялось трансгрессивно-регрессивными циклами. В открытые периоды водные массы Берингова моря влияют на систему течений и осадконакопление в Чукотском море и в море Бофорта [15].

Предполагается, что первые признаки распространения льдов в области Гренландии, на суше и в акватории относятся к позднему миоцену. Более широкое распространение ледовые процессы, в том числе и появление сезонных морских льдов, получают уже в большинстве арктических морей в плиоцене [16].

Для начала позднего кайнозоя формирование природной среды определяется тектоникой, а в четвертичном периоде значительное влияние принадлежит цикличности климатических процессов. Для гляциальных областей характерна активная динамика природных обстановок, которая меняется в процессе смены ледниковых периодов на межледниковья. Особое значение приобретают процессы гляциоизостазии, которые

оказывают влияние на формирование рельефа и осадочного покрова в послеледниковые стадии на гляциальных шельфах. В послеледниковые подъем земной поверхности имеет значительные скорости ( $\geq 10$  мм/г) и может достигать десятков метров. Перигляциальные шельфы находятся в более стабильных условиях, в большей степени связанных с трансгрессивно-регрессивными циклами и локальной тектоникой.

С плиоцена шельфовые области Арктики вступают в фазу погружения, особенно интенсивную для гляциальных шельфов в эпохи оледенений. И в пределах рифтовых систем, и за их пределами, отмечается консолидация структуры континентального обрамления Северного Ледовитого океана. Этот процесс выражается в формировании сплошного осадочного покрова различной мощности, состоящего из чередования морских и континентальных (ледниковых или флювиальных, или эоловых) отложений. Наибольшие мощности позднекайнозойских осадков вскрыты в морях Лаптевых и в канадской акватории моря Бофорта, и в Чукотском море, а наименьшие – в Баренцевом море. Тектонические нарушения имеют локальное распространение. Сейсмичность приурочена к Атлантико-Арктической рифтовой системе и Берингоморской рифтовой зоне, и области влияния складчато-надвигового пояса хребта Брукс. Такая же закономерность относится и к вертикальным движениям на шельфе. Стоит отметить, что часто неотектонические дислокации приурочены к ранее деформированным (ослабленным) зонам [4, 17].

В позднем плиоцене на всей окраине начинается формироваться криолитозона. По расчетным данным, в перигляциальных областях наибольшие мощности многолетнемерзлых пород характерны для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, а наименьшие – для шельфа Северной Аляски. Для областей с чередованием гляциальных и перигляциальных условий максимальные измеренные мощности криолитозоны обнаружены в канадской части моря Бофорта, а минимальные – на шельфе Карского моря.

Основными этапами эволюции континентального обрамления Северного Ледовитого океана в позднем кайнозое можно определить обособление плит (ранний олигоцен) и консолидация мегапровинций, начиная с плиоцена. В миоцене происходили локальные тектонические события, относящиеся к более древним структурам. Реализация действия процессов сжатия и растяжения проявляется в генерации различных типов разломов, которые отражаются в строении осадочного покрова позднего кайнозоя и в локальном рельефе. Для всего региона общей тенденцией является доминирование процессов аккумуляции, на западе начиная с позднего неоплейстоцена, а на крайнем востоке России – с олигоцена, в море Бофорта – с плиоцена.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН "Тектоника, магматизм и осадконакопление в геологической истории арктической и тихоокеанской

континентальных окраин Северо-Востока Азии" (№ в плане НИР 0135-2019-0078).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоническая карта Арктики / ред. О.В. Петров, М. Пубелье (ВСЕГЕИ/CGMW). СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 72 с.
2. Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Гарецкий Р.Г. и др. Строение и эволюция древних и современных тектоно-седиментационных систем // Геотектоника. 2019. № 3. С. 42–60.
3. Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Petroleum Geology Conference series. 2010. V. 7. P. 591–619.
4. Друщиц В.А. Геологическое развитие рифтовых и шовных морфоструктур Северо-Востока России в квартере // Бюлл. комис. по изуч. четв. периода. М.: ГЕОС, 2019. № 77. С. 110–120.
5. Старцева К.Ф., Никишин А.М. Эпизоды тектонических деформаций в истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2019. Т. II. С. 156–162.
6. Верба М.Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. Т. 2. <http://www.ngtp.ru/rub/4/026/pdf>.
7. Леонов Ю.Г., Хуторской М.Д. Желоб Орла (Стуре) – элемент новейшей геодинамики внешней зоны Баренцевоморского шельфа // Строение и развитие литосферы. М.: Paulsen, 2010. С.158–175.
8. Lasabuda A.P., Johansen N.S., Laberg J.S. et al. Cenozoic uplift and erosion of the Norwegian Barents Shelf – A review // Earth-Science Reviews. 2021. V. 217. 103609.
9. Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Западно-Арктического шельфа: литологическое строение, пространственное распределение // Вестник Кольского науч. центра РАН. 2015. №2. С. 124–136.
10. Dixit N.C., Hanks C.L., Wallace W.K. et al. In situ stress variations associated with regional changes in tectonic setting, northeastern Brooks Range and eastern North Slope of Alaska // AAPG Bulletin. 2017. V. 101. № 3. P. 343–360.
11. Moore T.E., Box S.E. Age, distribution and style of deformation in Alaskanorth of 60°N: Implications for assembly of Alaska // Tectonophysics. 2016. V. 691. P. 133–170.
12. Stephenson R.A., Smolyaninova E.I. Neotectonics and seismicity in the south-eastern Beaufort Sea, polar continental margin of north-western Canada // Geodynamics. 1999. V. 27. P. 175–190.

13. Dixon J., Lane L.S., Dietrich J.R. et al. Geological History of the Late Cretaceous to Cenozoic Beaufort-Mackenzie Basin, Arctic Canada. Ch. 17. // *The Sedimentary Basins of the United States and Canada*. Elsevier, 2019. P. 695–717.
14. Engen O., Faleide J.I., Dyreng T.K./ Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. 2008. V. 450. P. 51–69.
15. Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межконтинентальных связей Тихоокеанского и Арктики через Берингов пролив в неогене // *Стратиграфия и геологическая корреляция*. 2004. Т. 12. № 2. С. 72–89.
16. Matthiessen J., Knies J., Vogt C. et al. Pliocene palaeoceanography of the Arctic Ocean and subarctic seas // *Philosoph. Trans. Ser. Mathematical, Physical, and Engineering Sciences*. 2008. V. 367. P. 21–48.
17. Друщиц В.А. Интенсивность тектонических движений в морях российской Арктики в позднем кайнозое // *Геология морей и океанов: Материалы XXII междунар. конф. (Школы) по морской геологии*. 20–24 ноября, Москва Т. II. М.: ИО РАН. 2017. С. 29–33.

After the division of the North American and Eurasian lithospheric plates on the continental framing of the Arctic Ocean in the Early Oligocene, a period of consolidation of megaprovinces begins. Starting from the Pliocene, a tendency of stabilization of tectonic movements and the dominance of accumulation processes develops.

**Егоров А.В.<sup>1</sup>, Кудрявцева Е.А.<sup>1</sup>, Рожков А.Н.<sup>2</sup>**

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

avegorov@ocean.ru; <sup>2</sup>Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН, г. Москва)

**Метан в поверхностных водах Карского моря и морях  
Европейской Арктики**

**Egorov A.V.<sup>1</sup>, Kudryavtseva E.A.<sup>1</sup>, Rozhkov A.N.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology of RAS; <sup>2</sup>Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics of the RAS)

**Methane in the surface waters of the Kara Sea and the seas of  
the European Arctic**

Ключевые слова: метан, поверхностные воды, Арктические моря, глобальное потепление

Представлены данные о содержании метана в поверхностных водах Арктики. Данные были получены в результате экспедиций в Белом, Печорском, Карском морях и некоторых других районах Европейской Арктики. Полученные результаты свидетельствуют о значительном влиянии речного стока на концентрацию метана и, в целом, о небольших значениях в открытом море.

Метан это газ, наличие которого в подземных залежах представляет важный энергетический ресурс для человечества, в то же время это парниковый газ, чья концентрация в атмосфере влияет на тепловой баланс Земли. Это определяет как ресурсное, так и экологическое направление в изучении метана. Наблюдаемый в последнее время непрерывный рост концентрации метана в атмосфере может быть одной из причин предполагаемого глобального потепления на Земле. Поиск причин роста концентрации метана сводится к выявлению источников выхода метана в атмосферу и оценки их интенсивности. Считается, что Мировой океан, занимая 70.8% площади всей Земли, в общий баланс метана вносит менее 2%. В Арктическом регионе потепление происходит более интенсивно и некоторые исследователи считают, что эмиссия метана в Арктических морях имеет повышенное значение [1]. Оценка эмиссии метана связана с повышенными содержаниями метана в поверхностных водах. Аномалии метана могут быть связаны как с залежами его в осадочном чехле, так и с биогеохимическими процессами в воде и в донных осадках [2]. Получая данные о концентрациях метана в поверхностных водах, мы можем проводить оценку роли акватории в балансе метана в атмосфере. Кроме того аномалии метана могут служить поисковым критерием для залежей нефти и газа [1–3].

Задача исследования – изучить основные закономерности распределения метана в поверхностных водах акваторий Арктики до интенсивного

экономического освоения, для оценки потоков метана в атмосферу, и выявления основных его источников

В основу наиболее распространенная при морских исследованиях методика определения метана положен “head space analysis”, включающий в себя отбор пробы, ее фазово-равновесную дегазацию и хроматографический анализ газовой фазы с использованием пламенно-ионизационного детектора. Исследования на борту судна предпочтительнее, однако, иногда невозможно иметь на борту хроматограф, и пробы консервируются для анализа в стационарной лаборатории. Консервацию и хранение проб следует контролировать. В последнее время появилась новая разновидность анализа с использованием метан-сенсора [5]. Такая методика была использована нами для работ в Карском море (см. рис.1).

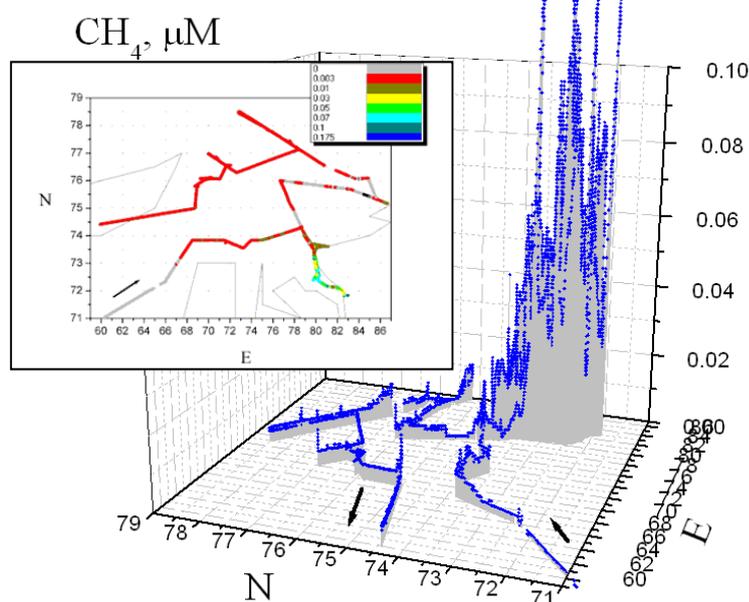


Рис. 1. Результаты непрерывного профилирования содержания метана в поверхностных водах Карского моря с помощью датчика METS по маршруту НИС «Академик Мстислав Келдыш», сентябрь–октябрь 2011.

Параллельно использовалась методика дискретного отбора проб с хроматографическим анализом на борту судна. Результаты по двум методикам хорошо сопоставимы.

По результатам работ в Карском море хорошо видно, что повышенные значения метана присутствуют в эстуарии Енисея и мелководных акваториях. В глубоководной части (более 100м) содержания малы и близки к равновесным с атмосферным метаном. По дискретным значениям

принципиально такая же картина, но низкие концентрации более достоверны, поскольку сенсор имеет ограничение по пределу чувствительности 1–3 нМ. В 2018 г. были получены низкие значения в большей части акватории. Компактная область повышенных значений была локализована в пикноклине и на некоторых участках дна, где вероятно существует разгрузка газа.

В 2019 г. проведены попутные измерения по ходу судна из порта Архангельск в Белое, Баренцево и Карское моря. Отмечено существенное превышение над равновесным содержанием в Архангельске и уменьшение в Белое море, и далее невысокие значения были измерены по маршруту экспедиции в Баренцевом море. Новое повышение концентраций отмечалось в Печорском и Карском море в Байдарацкой губе. В Новоземельском желобе по сравнению с 2011 г. концентрации также были выше. Характерной чертой вертикальных профилей метана в Карском море являлось наличие подповерхностного максимума.

В 2021 г. получены данные по маршруту экспедиции НИС «Академик Мстислав Келдыш» (рис. 2). Пробы отбирали в поверхностном слое, фиксировали  $\text{HgCl}_2$  и анализировали сразу после окончания экспедиции. Выявленные содержания были близки к равновесным с воздухом, за исключением точки в порту Архангельск. Данные по пробам, отобраным в начале и в конце экспедиции очень схожи, что указывает на отсутствие трансформации во время хранения.

Выводы.

Получен практически равновесный метан в поверхностных водах Баренцева моря и водах Европейской Арктики. Небольшое превышение в Белом море, видимо, обусловлено влиянием выноса р. Северная Двина.

В Печорском море обнаружен участок с повышенными концентрациями метана, которые возрастают по направлению ко дну. По-видимому, источником служат донные осадки. Размеры источника значительны, а глубины не большие.

Карское море имеет подповерхностный максимум. Содержание метана в поверхностных водах ассоциируется с речным выносом. Повышенные концентрации в поверхностных водах могут быть связаны с сезонным таянием льдов или сменой направления направления ветров.

С точки зрения поисков нефти и газа к данным поверхностного сканирования на метан следует относиться с осторожностью. Для глубоководных условий влияние дна нивелируется процессами трансформации метана при его миграции к поверхности.

Однако на мелководье возможно отражения донной разгрузки метана в поверхностных водах. Это может быть связано как со струйной миграцией со дна, так и с диффузным поступлением метана от поверхности дна. Примером последнего случая может служить обширная область в районе Печорского моря, обнаруженная в исследованиях 2018 и 2019 гг. Кроме

того, важным фактором anomalно высокого содержания метана является латеральный перенос речных вод. Ярким примером таких аномалий служит распределение метана в поверхностных водах эстуария Енисея, где повышенные концентрации метана распространены на многие десятки километров.

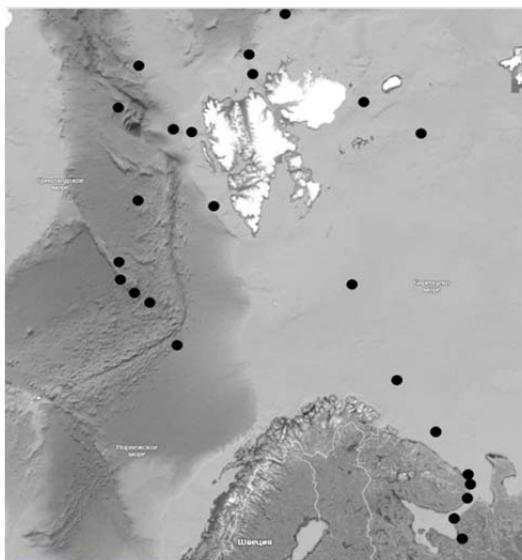


Рис. 2. Схема точек отбора проб на содержание метана в поверхностных водах Европейской Арктики.

Для условно фоновых условий арктического бассейна характерно низкое значение поверхностного метана, близкое к значениям равновесного с содержанием метана в атмосфере. Это хорошо видно при анализе непрерывных профилей полученных по маршруту судна. Данные получены для маршрута длиной около 5000 км по всему Карскому морю. На основании этих результатов, чтобы получить типичные содержания метана в поверхностных водах, можно использовать разреженную сетку данных. В качестве примера можно привести сетку точек для морей Европейской Арктике, полученные в результате 84 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в августе 2021 г. Содержание метана во всех обследованных регионах было близко к равновесному. Исключение составляли лишь район порта Архангельск (более 600 нМ) и Белое море (небольшое превышение равновесных концентраций). Проведенные на основании полученных данных расчеты дают основание полагать, что общий фон эмиссии метана морей Европейской Арктики и Карского моря лежит в пределах средних значений для всего Мирового океана.

Работа проведена в рамках государственных заданий № АААА-А20-120011690131-7 и № 0128-2021-0005. Отбор проб растворенного метана в 84-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» выполнен при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-50090).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П. и др. Возможная причина "метановой катастрофы": некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335
2. Егоров А.В. Биогеохимия метана в осадках Балтийского и Черного морей: кинетические модели диагенеза // Океанология. 2000. Т. 40. № 5. С. 690–696.
3. Bogdanov Yu.A., Sagalevich A.M., Lein A.Yu., et al. The Haakon Mosby mud volcano in the norwegian sea: results of multidisciplinary studies with manned submersibles // Oceanology. 1999. Т. 39. № 3. С. 374–380.
4. Большаков А.М., Егоров А.В. Об использовании методики фазово-равновесной дегазации при газометрических исследованиях в акваториях // Океанология. 1987. Т. 27. № 5. С. 861–862.
5. Егоров А.В., Рожков А.Н. Использование датчика метана для профилирования поверхностных вод по ходу судна // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII международной научно-технической конференции. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. 2021. С. 276–279.

Data on the methane content in the surface waters are presented. The data were obtained as a result of expeditions in the White, Pechora, Kara Seas, and some other waters of the European Arctic. The data obtained indicate a significant influence of river outflow on the methane concentration and, in general, small values in the open sea.

**Ермолов А.А., Белова Н.Г., Новикова А.В.**

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: alexandr.ermolov@gmail.com)

**Исследования динамики берегов Карского моря полевыми и дистанционными методами**

**Ermolov A.A., Belova N.G., Novikova A.V.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Studies of the Kara Sea coasts dynamics by field and remote methods**

Ключевые слова: арктические берега, динамика, спутниковые снимки, мониторинг.

Рассмотрено значение изучения экзогенных процессов и современные методы исследований динамики различных типов берегов Карского моря в условиях глобальных климатических изменений и увеличения техногенной нагрузки, связанной с активизацией промышленной и хозяйственной деятельности в регионе.

Одной из практических целей изучения экзогенных процессов является получение достоверной информации о состоянии компонентов окружающей среды для своевременного выявления и прогнозирования развития опасных процессов и явлений для нужд проектирования, оценки надежности эксплуатации, влияния сооружений на окружающую среду, разработку и реализацию мер по предупреждению и ликвидации чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера. Это в полной мере относится и к изучению процессов формирования рельефа и динамики наносов в береговой зоне арктических морей, которая последние десятилетия является ареной интенсивного хозяйственного и промышленного освоения. Берега Карского моря относятся к одним из наиболее подверженных техногенному влиянию в связи с началом разработки целого ряда крупнейших месторождений. Многолетние научные исследования и изыскательские работы позволили накопить большой объем фактических сведений о берегах региона, благодаря чему они считаются одними из наиболее изученных среди всех берегов арктических морей России. Вместе с тем, современные методы исследований позволяют расширить и углубить представления о геоморфологическом строении этих берегов. Одним из важнейших аспектов при проектировании и эксплуатации инженерных объектов являются наблюдения за динамикой берегов и прогноз их развития.

Берега арктических морей разрушаются со средней скоростью 0.5 м/год [1]. Темпы отступления характеризуются значительной региональной и локальной изменчивостью и определяются совокупностью различных факторов, таких как конфигурация береговой линии, геокриологическое строение, льдистость отложений, высота берегового уступа, частота и

интенсивность штормов, высота нагонов, длительность безледного периода и др. Большинство исследований посвящены динамике термоабразионных берегов с явно выраженным высоким береговым уступом, размыв и разрушение которого приводит к отступанию берега [2–4]. Однако в последние десятилетия, в связи с глобальными изменениями климата с тенденцией к потеплению в Арктическом регионе, размыву стали подвергаться берега ранее стабильные или аккумулятивные, образованные в голоцене в условиях морского осадконакопления, нередко используемые для строительства объектов нефтегазовой инфраструктуры.

Современные технологии позволяют использовать высокоточные дистанционные методы исследований. Так, спутниковый мониторинг является сегодня одним из самых востребованных методов контроля сезонной динамики морских берегов, текущей ледовой обстановки на акватории и экологического состояния территории. Для многих удаленных и труднодоступных районов Арктики спутниковые данные нередко служат основным, а в отдельных случаях единственным источником информации о состоянии различных компонентов природной среды. С целью оценки долговременных тенденций в развитии берега и динамики отдельных его сегментов выполняются подбор, подготовка, взаимная привязка, дешифрирование и сравнительный анализ разновременных спутниковых снимков высокого разрешения. В сочетании со сбором и анализом архивных и полевых данных дистанционные методы позволяют оценить скорости отступления и выдвижения береговой линии, выделить участки с различной интенсивностью и направленностью береговых процессов и техногенного воздействия.

Для получения детальной информации на этапах проектирования, строительства и эксплуатации незаменимыми остаются полевые методы исследований. Они направлены на получение фактических данных о геоморфологическом и геокриологическом строении, составе и свойствах отложений, динамике рельефа, интенсивности и степени опасности литодинамических процессов. К основным методам полевых работ относятся маршрутные и стационарные визуально-инструментальные исследования, инженерно-геологические и геотехнические исследования, геодезические работы, включающие прямые инструментальные измерения (съемки) рельефа на контролируемых площадках и профилях, геофизические, гидрографические и литодинамические работы в прибрежной зоне и на акватории.

В зависимости от вида изучаемых процессов и условий их развития применяемые полевые методы позволяют получать сведения различной детальности. Производственные инженерно-геологические методы (инженерно-геологическое бурение, опробование, полевые и лабораторные исследования грунтов) обеспечивают комплексное изучение геологического и гидрогеологического строения района (участка, трассы), позволяют

выявлять скрытые факторы развития геологических процессов, получать количественную характеристику последних. Маршрутные и стационарные наблюдения наряду с определениями среднемноголетних характеристик дают возможность фиксации и кратковременных (сезонных, штормовых и пр.) деформаций рельефа короткой сохранности. Подобные данные имеют большое значение для установления граничных условий безопасной эксплуатации инженерных сооружений в условиях ярко выраженной сезонности проявления геологических процессов и плохой сохранности деформаций в течение года. С другой стороны, определение многолетних деформаций (колебаний) в системе наблюдаемых объектов и долговременных тенденций развития геологического процесса позволяет выполнять качественную и количественную прогнозную оценку, вырабатывать необходимые рекомендации для строительства и хозяйственной деятельности.

Современная спутниковая геодезическая аппаратура и беспилотные летательные аппараты расширяют возможности традиционных методов исследований, существенно повышают производительность и точность полевых работ. Закономерно улучшается качество получаемых данных, достоверность прогнозной оценки, и, как следствие, повышается безопасность эксплуатации инженерных сооружений. Важными результатами высокотехнологичных работ, к числу которых относятся и набирающее популярность воздушное лазерное сканирование, становятся ортофотопланы, цифровые модели рельефа, трехмерные изображения, высокоточные измерения при мониторинге геологических процессов и геотехническом мониторинге.

В результате многолетних исследований авторов на различных участках промышленного освоения арктических берегов был накоплен большой объем фактического материала, получены новые данные о динамике береговой линии и изменениях рельефа береговой зоны под влиянием различных факторов [5]. В частности, установлено, что одним из таких факторов является активизация хозяйственной деятельности человека, связанная с разработкой нефтегазовых месторождений. Зачастую именно техногенное вмешательство приводит к ускорению деградации арктических берегов и интенсификации отступления береговой линии. Нередко техногенный фактор оказывает настолько масштабное воздействие, что начинает определять основные тенденции развития берега в большей степени, чем природные факторы, вызывает кардинальную перестройку рельефа береговой зоны и условий его развития на долгие годы.

С целью снижения негативного влияния промышленная и хозяйственная деятельность на этих территориях должна осуществляться с учетом всех аспектов рационального природопользования, учитывая природные закономерности развития и факторы устойчивости уязвимых к внешнему воздействию береговых систем. Для исключения возможных рисков и

опасностей, связанных с береговыми процессами и устойчивого функционирования береговой инфраструктуры необходимо понимание причин и механизмов развития береговых процессов, их прогнозирование, и на основе этого – грамотное проектирование и ведение строительных работ с учетом всех возможных негативных последствий для природной среды и способов их минимизации.

Материалы публикации подготовлены в рамках выполнения работ по государственной теме лаборатории геоэкологии Севера географического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова 121051100167-1.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lantuit H., Overduin P.P., Couture N. et al. The Arctic Coastal Dynamics Database: A New Classification Scheme and Statistics on Arctic Permafrost Coastlines // *Estuaries and Coasts*. 2012. V. 35. P. 383–400.
2. Novikova A., Belova N., Baranskaya A., Aleksyutina D., Maslakov A., Zelenin E., Shabanova N., Ogorodov S. Dynamics of permafrost coasts of Baydaratskaya Bay (Kara Sea) based on multi-temporal remote sensing data // *Remote Sensing*. 2018. V. 10. 1481.
3. Baranskaya A., Novikova A., Shabanova N., Belova N., Maznev S., Ogorodov S., Jones B.M. The role of thermal denudation in erosion of ice-rich permafrost coasts in an enclosed bay // *Frontiers in Earth Science*. 2021. V. 8.
4. Belova N.G., Novikova A.V., Günther F., Shabanova N.N. Spatiotemporal variability of coastal retreat rates at western Yamal Peninsula, Russia, based on remotely sensed data // *Journal of Coastal Research*. 2020. V. 95. P. 367–371.
5. Ермолов А.А., Прядилин Р.Ю. Особенности производственного мониторинга геологических и литодинамических процессов на участке строительства перехода магистральных газопроводов через Байдарацкую губу Карского моря // *Инженерные изыскания*. 2013. № 10–11. С. 88–91.

The article considers the importance of exogenous processes investigation and modern methods of studying the dynamics of various types of Kara Sea coasts in the conditions of global climate changes and an increase in man-made load associated with the activation of industrial and economic activity in the region.

**Жамойда В.А.<sup>1</sup>, Сергеев А.Ю.<sup>1</sup>, Буданов Л.М.<sup>1</sup>, Рябчук Д.В.<sup>1</sup>,  
Носевич Е.С.<sup>1</sup>, Пушина З.В.<sup>1</sup>, Григорьев А.Г.<sup>1</sup>, Неевин И.А.<sup>1</sup>,  
Баширова Л.Д.<sup>2</sup>, Пономаренко Е.В.<sup>2</sup>, Прищепенко Д.В.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», г. Санкт-Петербург, e-mail: vladimir\_zhamoida@vsegei.ru;  
<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

**Новые данные о строении четвертичных отложений  
Восточно-Сибирского моря**

**Zhamoida V.A.<sup>1</sup>, Sergeev A.Yu.<sup>1</sup>, Budanov L.M.<sup>1</sup>,  
Ryabchuk D.V.<sup>1</sup>, Nosevich E.S.<sup>1</sup>, Pushina Z.V.<sup>1</sup>,  
Grigoriev A.G.<sup>1</sup>, Neevin I.A.<sup>1</sup>, Bashirova L.D.<sup>2</sup>,  
Ponomarenko E.V.<sup>2</sup>, Prischepenko D.V.<sup>1</sup>**

(A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FGBU “VSEGEI”), Saint Petersburg; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**New data on Quaternary deposits of the East Siberian Sea**

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, плиоцен-четвертичные отложения, сейсмоакустическое профилирование, датирование.

Приводятся новые данные о строении, составе и условиях формирования четвертичных отложений Восточно-Сибирского моря, полученные в экспедиции ВСЕГЕИ в 2018 г. (2100 км непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП), 1900 км гидролокации бокового обзора, 110 станций опробования осадков (бокс-корер и гравитационная грунтовая трубка). Анализ геофизических данных и детальное исследование 9 кернов донных отложений (гранулометрический, геохимический, палинологический и диатомовый анализы, радиоуглеродное датирование) позволили существенно уточнить особенности развития региона в неоплейстоцене – голоцене. В сводном разрезе выделено пять сейсмотолщ четвертичных отложений. Составлена новая геологическая карта четвертичных образований м-ба 1:1 000 000.

Восточно-Сибирское море относится к самым слабоизученным акваториям Российской Арктики. Ограниченная информация о строении приповерхностного геологического разреза (результаты бурения, поверхностного пробоотбора, сейсмоакустического профилирования и т.д.) в прибрежных районах моря содержится преимущественно в неопубликованных отчетах 1970–1980-х гг.

Новые данные о строении четвертичных отложений в Восточно-Сибирском море на площади от пролива Лонга до Колымского залива получены в 2018 г. в ходе экспедиции ФГБУ «ВСЕГЕИ» совместно с АО «Ромона» на НИС «Иван Киреев». Исследования включали непрерывное разночастотное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) – 2100 км, гидролокацию бокового обзора – 1900 км, донный пробоотбор и подводные

видеонаблюдения на 110 станциях. Комплекс детальных послойных исследований 9 кернов отложений включал гранулометрический, геохимический, палинологический и диатомовый анализы. Впервые для исследуемого района получены радиоуглеродные датировки отобранных в акватории отложений.

НСАП позволило выделить пять сейсмоторщ (AU), которые по геологической интерпретации соответствуют четвертичным отложениям. Сейсмоторща AUV, предположительно соответствует континентальным отложениям плиоцена–нижнего плейстоцена. На акустических разрезах хорошо проявлена косая слоистость (клиноформы). Подошва толщи выражена сильным региональным несогласием. Максимальная мощность (до 150 м), обнаружена в глубоких палеодолинах, выявленных в пределах Колымского залива. Минимальная мощность на западе исследованной площади приурочена к приподнятым участкам докайнозойского фундамента в районе мысов Летяткин и Большой Баранов. Мощность AUV уменьшается в восточной части моря, где она редко превышает 15 м. Отложения AUV по данным НСАП выходят на поверхность дна в тальвеге современной подводной долины, огибающей мыс Шелагский на выходе из Чаунской губы на глубине моря 40–45 м и к северо-западу от острова Айон.

Сейсмоторща AUIV коррелируется с отложениями нижнего–среднего неоплейстоцена. Она изменчива по латерали, что отражается в различиях в проявлении слоистости – от практически полного ее отсутствия до четко выраженной слоистости с разными углами наклона. На профилях НСАП кровля и подошва толщи характеризуются высокой интенсивностью отражений, что, вероятно, связано с перерывами в осадконакоплении. Мощность отложений AUIV в палеодолинах, протянувшихся вдоль современной прибрежной зоны, может превышать 40 м. Верхняя часть толщи AUIV предположительно накапливалась в мелководных морских условиях. В открытом море AUIV распространена локально, выклиниваясь на некоторых возвышенностях и часто в прибрежной зоне, где она была размыта.

AUIII характеризуется интенсивным отражением от кровли и наличием слабо выраженной субгоризонтальной слоистости. Интенсивность внутренних отражений увеличивается к подошве толщи. Сейсмоторщу AUIII можно разделить на разрезах сейсмопрофилей на две части. Нижняя подтолща AUIIIb чаще выровнена, но иногда заполняет эрозионные впадины. Она ассоциируется с мерзлыми и газонасыщенными отложениями и, по-видимому, сложена более глинистыми отложениями, чем вышележащая. Отложения нижней части толщи AU IIIa, вероятно, более грубые по составу и сформировались в условиях регрессивной седиментации. Общая мощность AU III, не всегда разделяемой на две подтолщи, достигает 10–20 м. Отложения сейсмоторщи AUIII накапливались в позднем неоплейстоцене. Отложения AUIIIb, скорее всего,

можно сопоставить со временем Казанцевской трансгрессии (70–120 тыс. лет назад), хотя не исключено, что морская седиментация, по крайней мере, на значительной части изученной площади, продолжалось даже во время Зырянского похолодания (50–70 тыс. лет назад), поскольку на многих сейсмоакустических профилях нет четкой границы, разделяющей АУП на две подтолщи, т.е. не фиксируется явного перерыва в осадконакоплении. В районах, где в результате регрессии моря существовали континентальные условия, преобладали эрозионно-денудационные процессы. Накопление АУПа, вероятно, происходило в основном во время Каргинской трансгрессии (24–50 тыс. лет назад), уровень моря во время которой превышал современный на 10–15 м (до 30 м).

Во время Сартанского похолодания (24–11.7 тыс. лет назад) на всей территории исследования преобладали континентальные условия, превалировали эрозионные процессы. Никаких форм рельефа или отложений, образовавшихся в результате ледниковой деятельности, в исследуемой прибрежной зоне не обнаружено. Осадки накапливались в мелководных пресноводных озерах и речных долинах.

АУП отличается от нижележащей сейсмтолщи относительно хаотичной акустической картиной. Мощность АУП обычно не превышает 5–6 м. Подошва часто осложняется неглубокими палеоврезами речной сети, где мощность сейсмтолщи увеличивается. Формирование отложений сейсмтолщи АУП происходило на начальных этапах морской трансгрессии с конца плейстоцена довольно неравномерно, о чем свидетельствуют характерные формы рельефа дна (прибрежные валы, подводные террасы, авандельты и др.). АУП редко обнажается на поверхности дна и в основном в восточной части моря, где она была опробована гравитационными грунтовыми трубками в отдельных котловинах. Например, нижняя часть (38–158 см) колонки 18-ВСМ-3, отобранной в проливе Лонга, характеризуется отчетливой субгоризонтальной стратификацией алевроглинистых отложений с высоким содержанием  $S_{орг}$ . Радиоуглеродный возраст отложений в интервале 155–156 см оценивается в 18950–19091 кал. лет BP (IGANAMS 7551). Гранулометрические параметры отложений относительно постоянны, что свидетельствует о достаточно спокойных условиях придонной гидродинамики. В то же время соотношение фракций 0.005–0.05 мм / <0.005 мм, которое находится в пределах 0.4–1.3 (в среднем 0.8), свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления.

Выше отметки 38 см осадок комковатый, биотурбированный, с редкими раковинами *Mascoa* sp. Обломки раковин практически не fossilizированы. На этой отметке резко меняется гранулометрический состав осадков.

По данным диатомового анализа накопление отложений нижней части колонки 18-ВСМ-3 происходило в прибрежной зоне солоноватоводного

водоема с заметным притоком пресной воды. В интервале 0–30 см морские планктонные сообщества диатомовых водорослей характеризуют условия морской седиментации. Сходные выводы можно делать и по результатам расчета палеосолености с использованием распределения в отложениях концентраций брома. В пылевых спектрах осадков, опробованных на станции 18-ВСМ-3, присутствует пыльца хвойных деревьев, которая могла переноситься туда с пресноводными потоками из южных регионов.

На основании комплекса данных можно предположить, что накопление отложений, опробованных грунтовой колонкой 18-ВСМ-3, началось в конце позднего плейстоцена, первоначально в условиях относительно мелководного солоноватоводного полузамкнутого бассейна со спокойными гидродинамическими условиями (лагуна или мелководный залив, защищенный от воздействия волн). По мере трансгрессии в начале голоцена стало преобладать влияние моря, что проявилось в повышении волновой активности и, соответственно, в избирательном выносе мелких фракций и, возможно, органического детрита, замедлении скорости седиментации и увеличении солености воды.

Осадки, вскрытые на станции 18-ВСМ-96, расположенной в долине реки Палеоколыма, также относятся к АUII, но существенно отличаются от исследованных в колонке 18-ВСМ-3. Например, уменьшение концентрации большинства металлов вверх по разрезу колонки 18-ВСМ-96 совпадает с увеличением расчетной палеосолености и не коррелируется с увеличением глинистого компонента или содержанием  $C_{орг}$ . В этом случае можно предположить, что значительная часть металлов переносилась в твердой фазе и их содержания коррелируются с обломочной составляющей осадков, т.е. с алеврито-песчаными фракциями. Повышение рассчитанной палеосолености вверх по разрезу свидетельствует о трансгрессии моря, т.е. увеличении расстояния от берега и, соответственно, от района источника сноса осадочного вещества до местоположения станции 18-ВСМ-96.

Сейсмотолща АUI, соответствующая морским отложениям голоцена, широко распространена в районе исследований. Ее мощность варьирует от сантиметров (по данным опробования) до 10 м. В настоящее время абразионно-аккумулятивные процессы в основном выравнивают рельеф морского дна. В то же время на большей части изученной площади происходит относительно медленное накопление наносов и только в пределах отдельных относительно возвышенных участков морского дна, в частности, на плато севернее мыса Шелагского и на склонах субаквальной долины, прослеживаемой вдоль береговой линии, наблюдается слабый размыв. В устьях нескольких рек в пределах Чаунской губы в голоцене формировались аккумулятивные авандельты.

Отложения голоцена были опробованы несколькими грунтовыми колонками, а их возраст был подтвержден методом радиоуглеродного датирования и микропалеонтологическим методом. Стратификация

отложений часто отсутствует, характер записи преимущественно хаотичный из-за нарушения сплошности разреза. Это является в основном следствием переработки морского дна дрейфующими льдами (торосами) и стамухами. Многочисленные ледовые борозды зафиксированы на всей исследованной площади дна от пролива Лонга до Колымского залива, до глубин моря –50 м. Ширина борозд колеблется в широких пределах от нескольких метров до 100 метров и более. Относительная их глубина обычно не превышает 1–1.5 м, но может достигать 3 м. Некоторые из них отличаются «свежим» обликом с хорошо развитыми уступами (гребнями). Высота гряд достигает 1 м. Иногда борозды захоронены под донными отложениями.

New data on the structure, composition and formation of the Quaternary sediments of the East Siberian Sea obtained during VSEGEI expedition in 2018 (2100 km of seismic-acoustic profiling, 1900 km of side scan sonar, 110 sediment sampling sites) are presented. Results of a detailed study of 9 sediment cores (grain-size, geochemical, palynological and diatom analyzes, radiocarbon dating) and acoustic-seismic data analyses made possible to clarify the palaeoclimatic and palaeogeographic reconstructions in the East Siberian Sea during Late Pleistocene – Holocene. Five seismic strata (acoustic units) of Quaternary deposits are identified. A new Quaternary geological map (1: 1,000,000 scale) has been compiled.

**Зайончек А.В.<sup>1</sup>, Меркурьев С.А.<sup>2,3</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: a\_zayonchek@mail.ru; <sup>2</sup>Санкт-Петербургский филиал института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн имени Н.В. Пушкова РАН, г. Санкт-Петербург; <sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный Университет, г. Санкт-Петербург)

**Новые результаты идентификации линейных магнитных аномалий западной части котловины Нансена и их применение при сейсмостратиграфическом анализе**

**Zayonchek A.V.<sup>1</sup>, Merkouriev S.A.<sup>2,3</sup>**

(<sup>1</sup>Geological Institute of RAS, Moscow; <sup>2</sup>Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism of RAS, St. Petersburg Filial, St. Petersburg; <sup>3</sup>St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg)

**New results of the identification of linear magnetic anomalies in the west part of the Nansen Basin and there using for the seismostratigraphic analysis**

Ключевые слова: Евразийский бассейн, западная часть котловины Нансена, идентификация линейных магнитных аномалий, сейсмостратиграфия

Рассматривается история формирования океанической коры и осадочного чехла западной части глубоководной котловины Нансена Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. На основе переувязки всех существующих аэромагнитометрических данных выполнена детальная идентификация линейных магнитных аномалий с опорой на сейсмические данные. На отечественных сейсмических профилях, расположенных в котловине Нансена севернее архипелага Земля Франца-Иосифа, выделены комплексы гляцио-морских осадков значительно большего объема, чем предполагалось ранее.

По мнению большинства геологов и геофизиков глубоководный Евразийский бассейн (ЕБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) сформировался в кайнозойское время в результате ультра медленного раздвижения Северо-Американской (включая хребет Ломоносова) и Евразийской плит [1]. Срединно-океанический хребет Гаккеля (ХГ) разделяет ЕБ на две котловины с океанической корой – Амундсена (КА) и Нансена (КН).

Западная часть КН, расположенная напротив континентальной окраины Хинлопен – Земля Франца Иосифа, характеризуется одной из лучших аэромагнитометрической (АМ) изученностью в Евразийском бассейне. Помимо данных середины 70-х годов прошлого столетия, полученных Морской исследовательской лабораторией ВМФ США (Nava IResearch Laboratory – NRL), на стыке тысячелетий американскими (NRL-1998, 1999) и отечественными (Полярная морская геолого-разведочная экспедиция – ПМГРЭ – 1993, 1998, 1999, 2000) специалистами были выполнены АМ

съемки с GPS навигацией и качественно новым оборудованием, что резко повысило достоверность информации по аномальному магнитному полю (АМП).

Для западной части КН при проведении сеймостратиграфического анализа в настоящем используются результаты 4-х общепринятых работ по идентификации линейных магнитных аномалий (ЛМА), при выполнении которых использовались разные наборы данных и методические приемы [2–5]. На первый взгляд результаты идентификации достаточно близки друг к другу, но учитывая низкие скорости раскрытия и сложный характер АМП в центральной области изгиба Евразийского бассейна, для некоторых возрастных интервалов ЛМА различие в интерпретациях составляет более 5 млн. лет. Поэтому была выполнена переувязка данных, полученных в рамках реализации описанных выше АМ съемок, и проведена реидентификация ЛМА. Важнейшим этапом идентификации ЛМА является расчет АМП от теоретической модели магнитоактивного слоя (ТММС). В предшествующих работах построение ТММС осуществлялось или по модели плоскопараллельного слоя, или в предположении соответствия поверхностей дна и океанического фундамента, или теоретической зависимости изменения глубины дна океана с возрастом. Однако в условиях чрезвычайно расчлененного рельефа дна, характерного для медленноспрединговых хребтов, такая модель является сильно упрощенной. Широко известно, что котловины ЕБ характеризуются асимметричными глубинами по причине формирования мощного осадочного чехла  $> 4$  км в КН при приближении к континентальной окраине в результате интенсивного сноса осадочного материала с Баренцева моря. Поэтому в настоящей работе при построении ТММС максимально полно использовалась сейсмическая информация. В рамках выполнения национальной программы по определению внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом океане в западной части КН севернее архипелага Земля Франца Иосифа были отработаны 4-е сейсмических профиля МОВ (ARC11-03,04,05,06), наиболее подробный анализ которых представлен в работе А.М. Никишина и др. [6]. Согласно результатам интерпретации, сейсмические профили пересекают континентальный склон и охватывают область океанической коры, сформированной в диапазоне 55 – чуть ранее 33 млн. лет (ЛМА С13).

Для данного возрастного интервала при построении ТММС использовалась поверхность океанического фундамента, выделенная по сейсмическим данным. Для проведения качественного моделирования АМП в океанических областях необходимо создание ТММС, начинающейся от оси раскрытия (нулевой возраст). По этой причине линии сейсмических профилей были продолжены вплоть до пересечения с рифтовой долиной хребта Гаккеля. Примерное положение поверхности океанического фундамента определялось по теоретической зависимости погружения

океанского дна от возраста, которая для возрастного интервала 33–0 млн. лет в генеральном плане хорошо согласуется с глубинами дна.

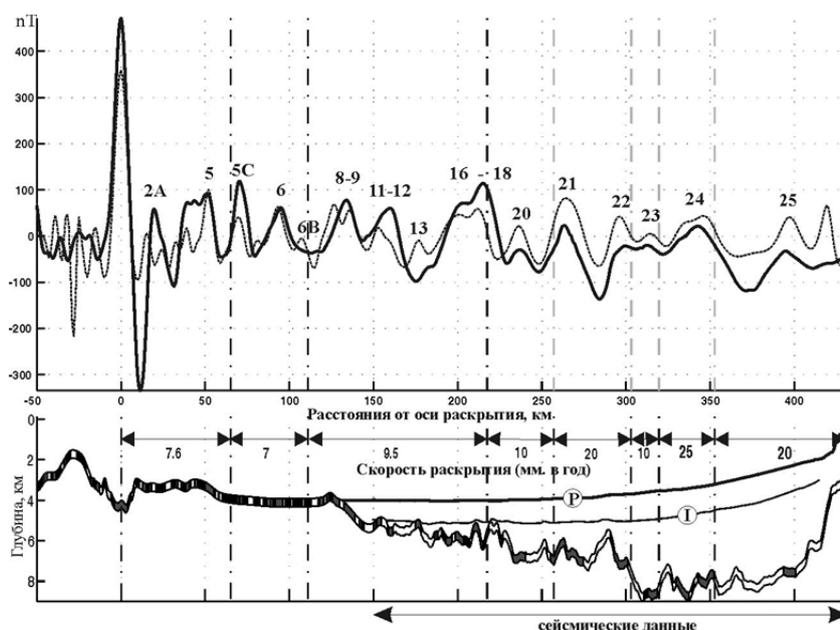


Рисунок. Результаты идентификации ЛМА для сейсмического профиля ARC11-03 и его продолжения. В нижней части представлена ТММС. Р – рельеф дна, I – осадочный горизонт моложе 33 млн. лет. В верхней части представлены кривые АМП (сплошная линия – рассчитанная от ТММС, пунктирная линия – наблюдаемое, (2А-25) – идентифицированные ЛМА кайнозойской последовательности).

Это объясняется тем, что по мере омоложения океанического фундамента резко сокращается мощность осадочного чехла и он практически исчезает вблизи рифтовой долины. При создании ТММС для интервала отсутствия сейсмических данных использовалась информация о глубине поверхности дна ИВСАОv.4 [7]. Вдоль линии ТММС АМП было экстраполировано из рассчитанной матрицы значения АМП с размером ячейки 1x1 км по переувязанным АМ данным. Пример ТММС, результаты расчета АМП и идентификации ЛМА для сейсмического профиля ARC11-03 и его продолжения представлен на рисунке.

Результаты идентификации ЛМА позволяют проводить сеймостратиграфический анализ, т.к. возраст осадочного чехла, сформированного на океанической коре, не может быть древнее возраста

формирования коры. На основании этого в работе А.М. Никишина и др. [6] возраст формирования выклинивающегося в северной части сейсмического профиля ARC11-03 осадочного горизонта был определен как ~33 млн. лет (ЛМА С13). Из представленного рисунка видно, что в северной части сейсмический профиль ARC11-03 пересекает ЛМА С11-12 (~29–31 млн. лет), поэтому возраст формирования данного горизонта (I) моложе.

Наибольший интерес представляет сейсмический профиль ARC11-05, который в северной части пересекает группу ЛМА С11-12, С8-9 и не доходит до аномалии С6 (~19 млн. лет) около 20 км. Выклинивающийся в северной части профиля осадочный горизонт в центральной части срезан протяженной (~ 100 км) линзой гляцио-морских осадков, хорошо известных в норвежской части КН [4]. На этом основании возраст горизонта нами определяется ~ равным 2.3 млн. лет, а приведенная в работе А.М. Никишина и др. [6] возрастная привязка данного горизонта (~ 20 млн. лет) является спорной.

Одним из основных результатов исследования является установление новой пропорции объемов гляцио-морских (< 2.3 млн. лет) и более древних осадков (~ 55–2.3 млн. лет). Согласно интерпретации А.М. Никишина и др. [6] для КН примерное соотношение объемов составляет 1 (гляцио-морские) к 3 (более древние осадки). На основании проведенных исследований примерное соотношение объемов составляет 1:1, что значительно увеличивает объемы «молодых» гляцио-морских отложений.

Работа выполнена в рамках научной темы «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами» (государственная регистрация № 0135-2019-0076).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофиз. методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. С. 9–19.
2. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
3. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: implications for basin development // *Geology*. 2003. V. 31. № 9. P. 825–828.
4. Engen Ø., Gjengedal J.A., Faleide J.I., Kristoffersen Y., Eldholm O. Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 176. P. 805–821.
5. Gaina C., Roest W.R., Muller R.D. Late Cretaceous -Cenozoic deformation of

northeast Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. № 197. P. 273–286.

6. Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I., Malyshev N.A., Freiman S.I. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 64–82.

7. Jakobsson M. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // *Scientific Data*. 2020. V. 7. 176. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>.

The history of the oceanic crust formation and sedimentary cover of the deep-water Nansen basin western part of the Eurasian Arctic Ocean basin is considered. Based on the reprocessed of all existing aeromagnetic data, the most detailed identification of linear magnetic anomalies based on seismic data was performed. On the domestic seismic profiles located in the Nansen basin north of the Franz Josef Land archipelago, complexes of glacio-marine sediments of a much larger volume than previously assumed were identified.

**Кособокова К.Н.<sup>1</sup>, Блюм В.А.<sup>2</sup>, Кармак Э.<sup>3</sup>, Хопкрофт Р.Р.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: xkosobokova@ocean.ru, <sup>2</sup>UiT – The Arctic University of Norway, Tromsø, Norway, <sup>3</sup>Department of Fisheries and Oceans Canada, Institute of Ocean Sciences, Sydney, Canada, <sup>4</sup>College of Fisheries and Ocean Sciences, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, United States)

**Структура планктонных сообществ в районе континентального склона Северного Ледовитого океана в пан-арктическом масштабе**

**Kosobokova K.N.<sup>1</sup>, Bluhm V.A.<sup>2</sup>, Carmack E.C.<sup>3</sup>, Hopcroft R.R.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, <sup>2</sup>UiT – The Arctic University of Norway, Tromsø, Norway, <sup>3</sup>Department of Fisheries and Oceans Canada, Institute of Ocean Sciences, Sydney, Canada, <sup>4</sup>College of Fisheries and Ocean Sciences, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, United States)

**The structure of the plankton communities at the continental slope of the Arctic Ocean on a pan-arctic scale**

Ключевые слова: континентальный склон, Арктика, зоопланктон, биомасса, биоразнообразие

С использованием коллекций зоопланктона, полученных в районе континентального склона Арктики в 1990-х и 2000-х гг. в пан-арктическом масштабе проанализированы особенности структуры планктонных сообществ склоновых областей. Область склона играет важнейшую роль в климатологии и функционировании морских сообществ Северного Ледовитого океана. Выявлены различия между областями верхнего (глубины 200 – ~800 м) и нижнего склона (глубины ~800 и 2000 м), отражающиеся в четкой зональности в распределении зоопланктона, бентоса и рыбных сообществ. Подтверждено существование «пояса жизни», формирующегося в районе склона благодаря обогащению местных сообществ за счет поступления планктона из Субарктики

Континентальный склон Северного Ледовитого океана охватывает область между краем арктического шельфа и его глубоководными бассейнами. Эта область составляет всего около 6% общей площади Северного Ледовитого океана, но вклад этого относительно узкого участка океана в функционирование арктических морских экосистем непропорционально велик по сравнению с размером этой части акватории. Область склона играет важнейшую роль в климатологии и функционировании морских сообществ Арктики.

В районе склона проходят пограничные течения, образованные притоком вод из Субарктики, структурируемые и направляемые донной топографией склоновой области [1–3]. Эти течения переносят бореальную фауну и взвешенные частицы из Атлантического и Тихого океанов вдоль

всего континентального склона Арктики, служа связующим звеном для водных масс и биоты как вдоль, так и поперек склона. Помимо этого, сток плотных и соленых вод с шельфа и переносимого ими материала, а также вклад речных и талых вод формирует в этой области особые физические и биогеохимические характеристики водных масс. Эти и другие их свойства позволяют различать верхнюю и нижнюю области склона. Верхний склон – область от края шельфа до глубин ~800 м – характеризуется более сильными течениями, более высокими температурами под поверхностью и большей биомассой представителей нескольких трофических уровней, особенно вблизи районов «входных ворот» Арктики. Область нижнего склона, заключенная между глубинами ~800 и 2000 м, характеризуется более медленными течениями, более низкими температурами и более низкой биомассой и вертикальным потоком углерода в толще вод [4]. Различия между областями «верхнего» и «нижнего» склона отражаются в четкой зональности в распределении зоопланктона, бентоса и рыбных сообществ.

В 1990-х и 2000-х гг. в ряде экспедиций научно-исследовательских ледоколов были получены материалы, показывающие, что в районах континентального склона Арктики отмечается повышенная численность и биомасса зоопланктона [5–8], бентоса и представителей высших трофических уровней [4]. Особенно хорошо они заметны в районах «входных ворот» Арктики (пролив Фрама, район континентального склона к северу от Чукотского моря). Для зоопланктона это повышение отслеживается по распределению интегрированной биомассы (биомасса, рассчитанная для всего столба воды от дна до поверхности под  $1 \text{ м}^2$ ) вдоль разрезов через склон, как в Евразийском [6], так и в Канадском секторах [8]. Суммарная биомасса мезопланктона в столбе воды от поверхности до дна увеличивается с 1 до 7 г сухого веса  $\text{м}^{-2}$  вблизи границы шельфа до 5–15 г сухого веса  $\text{м}^{-2}$  на склоне. В толще воды концентрация зоопланктона максимальна в слое 50–200 м [6], что позволяет считать, что высокие значения в районе склона не являются просто результатом и ошибкой глубины интеграции. В продольном направлении биомасса зоопланктона наиболее высока вблизи субарктических притоков, в частности в области притока вод Атлантического океана [6, 7, 9]. В этой области с высокой биомассой (максимальное значение составляет 24 г сухого веса  $\text{м}^{-2}$  к северо-востоку от Северной Земли [6]) преобладает планктонный рачок-экспатриант *Calanus finmarchicus*, который после попадания в Арктику из Атлантики к северу от Шпицбергена и через желоб Св. Анны переносится течениями вдоль склона далеко в область внутреннего сибирского шельфа [6, 7, 10].

Особая роль склоновых районов в обогащении планктонных сообществ проявляется и в Канадском секторе Арктики, например, вдоль западной части склона моря Бофорта, где зоопланктон обогащается за счет его

поступления из Тихого океана [8, 11]. Здесь его биомасса повышается за счет адвекции тихоокеанских бореальных копепод рода *Neocalanus*. Величины биомассы наиболее высоки в верхней части атлантического слоя (200–500 м), где ее уровень сопоставим с величинами в районах атлантического притока. В западной части моря Бофорта биомасса тихоокеанских видов быстро уменьшается по мере продвижения на восток. Как в области Евразийского склона, так и в области Канадского планктонные виды-экспатрианты следуют с пограничными течениями, движущимися вдоль склона, но их численность постепенно уменьшается по мере удаления от районов – источников притока [8]. Снижение их численности происходит за счет естественной гибели умеренноводных организмов в арктических водах и из-за невозможности их размножения в Арктике – тем самым, невозможности поддержания численности их популяций на необходимом для резидентных видов уровне.

Характер изменения биоразнообразия и биогеография зоопланктона также демонстрируют отчетливые градиенты от шельфа вниз по склону, что важно для понимания траекторий распространения новых и потенциально инвазивных видов, проникающих в Северный Ледовитый океан из бореальных районов. Пик биоразнообразия зоопланктона находится за пределами шельфа над склоном на глубинах от 200 до 2000 м и в глубоководных бассейнах Арктики [7, 8, 12, 13]. Нижние склоны выделяются тем, что в их области появляется больше эндемичных видов [12, 14–16].

На верхнем склоне климатические изменения уже проявляются в отступлении морского льда, увеличении переноса тепла и массы вод за счет притоков из Субарктики, прогрева поверхности океана и в изменении вертикальной стратификации, в то время как на нижнем склоне признаки климатических изменений пока не проявляются. Модельные прогнозы предполагают, что продолжающиеся изменения в Арктике повысят первичную продукцию в области верхнего склона с предполагаемым положительным эффектом для ее потребителей, в том числе – зоопланктона [4]. Обобщение существующих данных показывает необходимость проведения пан-арктического мониторинга в районе континентального склона Арктики, учитывая, что многие сигналы изменения климата сначала появляются там, а затем передаются вдоль склонов.

Авторы признательны Kristina Bartz, Hans-Juergen Hirche, Nicole Hildebrandt, Barbara Niehoff (AWI), Russ Hopcroft (UAF), и всем тем, кто способствовал сбору материала по зоопланктону в высокоширотных экспедициях на ледоколах “Healy” и “Polarstern”. Работа выполнена в рамках темы Госзадания ИОРАН 0128-2021-0007 и при поддержке проекта РФФИ № 19-04-00955, а также проекта РНФ № 19-17-00058.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aagaard K. A synthesis of the Arctic Ocean circulation // *Rapp. P.-V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.* 1989. V. 188. P. 11–22.
2. Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Kattner G. On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean // *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. Geophysical Monographs* 1994. V. 85. Washington, DC: American Geophysical Union. P. 33–46.
3. Aksenov Y., Ivanov V.V., Nurser A.J.G. et al. The Arctic circumpolar boundary current // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. C09017.
4. Bluhm B.A., Janout M.A., Danielson S.L. et al. The Pan-Arctic Continental Slope: Sharp Gradients of Physical Processes Affect Pelagic and Benthic Ecosystems // *Front. Mar. Sci.* 2020. V. 7. P. 544386. doi: 10.3389/fmars.2020.544386
5. Kosobokova K., Hirche H.-J. Zooplankton distribution across the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: species inventory, biomass and vertical structure // *Deep-Sea Research I* 2000. V. 47. P. 2029–2060.
6. Kosobokova K.N., Hirche H.-J. Biomass of zooplankton in the eastern Arctic Ocean – A base line study // *Progress in Oceanography*. 2009. V. 82. P. 265–280. doi: 10.1016/j.pocean.2009.07.006
7. Кособокова К.Н. Зоопланктон Арктического бассейна: структура сообществ, экология, закономерности пространственного распределения. М.: ГЕОС, 2012. 272 с.
8. Smoot C.A., Hopcroft R.R. Cross-shelf gradients of epipelagic zooplankton communities of the Beaufort Sea and the influence of localized hydrographic features // *Journal of Plankton Research*. 2017. V. 39. P. 65–75. doi: 10.1093/plankt/fbw080
9. Basedow S.L., Sundfjord A., von Appen W.-J. et al. Seasonal variation in transport of zooplankton into the Arctic Basin through the Atlantic gateway, Fram Strait // *Front. Mar. Sci.* 2018. V. 5, P. 194. doi: 10.3389/fmars.2018.00194
10. Wassmann P., Carmack E., Kosobokova K.N. et al. The contiguous domains of Arctic Ocean advection: trails of life and death // *Prog. Oceanogr.* 2015. V. 139. P. 42–65. doi: 10.1016/j.pocean.2015.06.011
11. Berline L., Spitz Y.H., Ashjian C.J. et al. Euphausiid transport in the western Arctic Ocean // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2008. V. 360. P. 163–178. doi: 10.3354/meps07387
12. Kosobokova K.N., Hopcroft R.R., Hirche H.-J. Patterns of zooplankton diversity through the depths of the Arctic's central basins // *Marine Biodiversity*. 2011. V. 41. P. 29–50. doi: 10.1007/s12526-010-0057-9
13. Ershova E.A., Kosobokova K.N. Cross-shelf structure and distribution of mesozooplankton communities in the East-Siberian Sea and the adjacent Arctic Ocean // *Polar Biol.* 2019. V. 42. P. 1353–1367. doi: 10.1007/s00300-019-02523-2
14. Markhaseva E.L. New species of the genus *Xanthocalanus* (Copepoda,

Calanoida, Phaennidae) from the Laptev Sea // J. Mar. Syst. 1998. V. 15. P. 413–419.

15. Markhaseva E. L., Kosobokova K.N. New and rare species of calanoid copepods from the central Arctic Basin (Crustacea, Copepoda). Zoosyst. Rossica. 1998. V. 7. P. 45–53.

16. Andronov V.N., Kosobokova K.N. New species of small, bathypelagic calanoid copepods from the Arctic Ocean: *Brodskius arcticus* sp. nov. (Tharybidae) and three new species of *Pertsovius* gen nov. (Discoidae) // Zootaxa 2011. V. 2809. P. 33–46. doi: 10.11646/zootaxa.2809.1.3

The Arctic continental slope plays an important role in the climatology and functioning of the marine communities of the Arctic Ocean. Differences were revealed between the areas of the upper (200 – ~ 800 m depth) and lower slope (~ 800 and 2000 m depths), which are reflected in clear zonation in the distribution of zooplankton, benthos, and fish communities. The existence of a "belt of life" in the area of the slope was confirmed, which is formed by the enrichment of the local communities by the inflow of plankton from the Subarctic.

**Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А.**

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

**Основные научные проблемы осадконакопления в  
Европейской Арктике: материалы 84<sup>го</sup> рейса НИС  
«Академик Мстислав Келдыш»**

**Kravchishina M.D., Klyuvitkin A.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Major Scientific Issues of sedimentation in the European  
Arctic: the 84<sup>th</sup> cruise of the RV *Akademik Mstislav Keldysh***

Ключевые слова: седиментация, биогеохимия, палеоокеанология, вертикальные потоки, микрочастицы, диагенез, метан, стабильные и радиоактивные изотопы.

В июле–августе 2021 г. проведены экспедиционные исследования условий и процессов современной и древней седиментации с количественной оценкой потоков вещества и загрязнений, с определением скоростей биогеохимических процессов и региональными палеоклиматическими реконструкциями в области контакта холодной полярной и теплой атлантической водных масс, под влиянием холодных (сиповых) и горячих (гидротермальных) флюидов. Район исследования – Норвежско-Гренландский бассейн и Баренцево море. Первые результаты экспедиции позволяют фиксировать следствия атлантификации во всех составляющих геосистем Баренцева моря и Высокой Арктики, а также обратное влияние арктического усиления на геосистемы субполярной Северной Атлантики, происходящие в настоящее время. Изучение трендов развития природной среды, структуры и стабильности основных состояний палеоклимата (оледенение и межледниковье) в плейстоцене–голоцене позволит установить резкие палеоклиматические переходы, в частности, глобальные потепления.

Состоялась очередная экспедиция «Европейская Арктика–2021» на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (84<sup>й</sup> рейс, 24 июля–26 августа) по исследованию роли осадочного вещества взаимодействующих геосфер [1] в осадконакоплении в области контакта холодной полярной и теплой атлантической водных масс, под влиянием холодных (сиповых) и горячих (гидротермальных) флюидов (рисунок). Экспедиция проводилась учениками и последователями Научной школы академика Александра Петровича Лисицына. Подобные сопряженные исследования условий и процессов современной и древней седиментации с количественной оценкой потоков вещества и загрязнений в области взаимодействия Северной Атлантики и Арктики для целей обоснованного прогноза климата и среды будущего организуются ИО РАН с 2015 г.

Экспедиция организована Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций Минобрнауки). В исследованиях приняли участие ученые из других

научных организаций: ИГЕМ РАН, ФИЦ Биотехнологии РАН, ГЕОХИ РАН, ИОА СО РАН, ИФА РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, МФТИ.

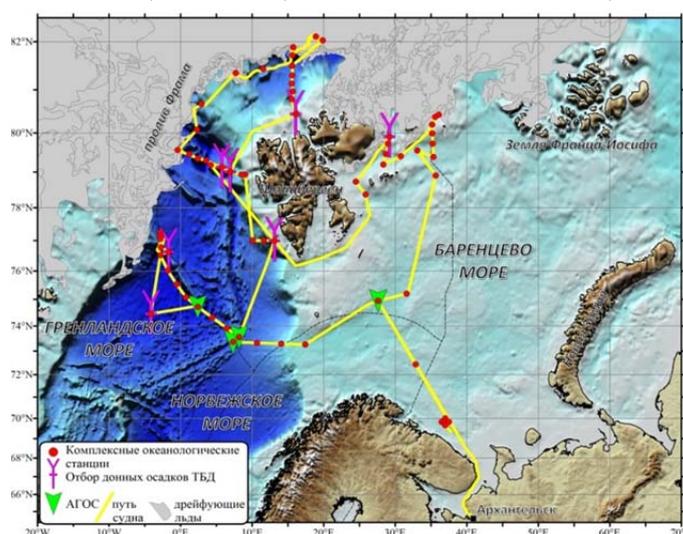


Рисунок. Карта маршрута и станций экспедиции, июль–август 2021 г.

Изучены оптические характеристики морской воды и приводного слоя атмосферы. В Лаборатории оптики океана ИО РАН (Д.И. Глуховец) разработан комплексный подход к исследованию поверхностного слоя океана, сочетающий судовые контактные измерения и спутниковые наблюдения с разработкой региональных алгоритмов анализа спутниковых данных. Получены новые данные в рамках программы многолетних исследований оптических свойств воды в области цветения кокколитофорид в Баренцевом море, поскольку эти цветения могут воздействовать на климатические факторы вследствие влияния на балансы тепла и  $\text{CO}_2$  в системе океан–атмосфера. Непрерывные измерения потока падающей на поверхность моря радиации позволят рассчитать теплосодержание деятельного слоя изученного региона.

Получен непрерывный ряд наблюдений массовой концентрации сажи. Относительное содержание сажи в частицах аэрозоля и альbedo однократного аэрозольного рассеяния в видимой области спектра позволяет оценить роль морского аэрозоля в радиационных процессах. Эта работа ведется под руководством В.П. Шевченко (ИО РАН) и С.М. Сакерина (ИОА СО РАН).

Мониторинг содержания углекислого газа, водяного пара, метана и изотопного состава углерода метана ( $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ ) в атмосфере над поверхностью океана с помощью автоматического лазерного анализатора проводится под руководством А.И. Скорохода (ИФА РАН). Концентрация

метана варьировала от 1.91 до 2.01 ppm; зоны устойчивого повышения его концентрации наблюдали над акваторией Восточно-Гренландского хребта (Гренландское море) и в желобе Орли (Баренцево море).

Исследовались вопросы загрязнения верхнего слоя водной толщи. Изучена пространственная концентрация частиц микропластика в поверхностном слое моря с помощью проточного анализатора конструкции ГЕОХИ РАН (В.Д. Володин). Максимальные значения счета микропластика достигались в Баренцевом море у восточных берегов Шпицбергена (400 частиц/час). Экспресс-изучение активности цезия-137 в поверхностном слое воды показало, что его значения ( $<3.5 \text{ Бк/м}^3$ ) соответствовали известным данным о текущей благополучной радиационной обстановке в Арктике.

Обширные гидролого-гидрохимические исследования, выполненные в экспедиции сотрудниками ИО РАН и МФТИ, послужат основой при решении многих геохимических, биогеохимических и биологических задач, связанных с атлантификацией и потеплением в Арктике. Теплая «атлантическая» область наступает на холодную «арктическую» зону вследствие сдвига Полярного фронта на север.

Отсутствие систематических данных о поведении изотопных ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ ) параметров атлантической воды в процессе поступления в Арктику побудило участников экспедиции восполнить существующий пробел знаний. Впервые в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (чл.-корр. РАН Е.О. Дубинина) будет выполнено детальное исследование изотопных параметров разных ветвей атлантической воды в европейской части Арктики и Полярной Атлантике; будут систематизированы характеристики глобальных опресняющих компонентов вод в изученном районе.

Глубоководный Норвежско-Гренландский бассейн с проливом Фрама и мелководное Баренцево море являются ключевыми регионами для трансформации водных масс в «арктическом средиземноморье». Показано, что активная трансформация теплой и соленой атлантической воды на контакте с полярной водой сопровождается также биогеохимическими изменениями ее растворенных и взвешенных веществ, превосходящими ожидаемое преобразование состава в результате простого смешения водных масс разного генезиса [2]. В связи с этим повышается актуальность оценки роли гидротермальных и термогенных процессов в современном осадконакоплении. Норвежско-Гренландский бассейн пересекают рифтовые зоны ультрамедленных спрединговых хребтов, образующих дивергентную границу между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами (проявление тектономагматической зональности). Исследования состава и потоков осадочного вещества на гидротермальных полях хребта Мона исследуются в Лаборатории физико-геологических исследований им. А.П. Лисицына (ЛФГИ) ИО РАН, начиная с 2017 г. [3, 4].

Северный Ледовитый океан – сейсмически активный регион со сложной

разломной тектоникой, что способствует разгрузке флюидов на дне шельфовых морей. Важная особенность Баренцева моря – это скопление крупных залежей углеводородов и наличие протяженных зон выходов метаносодержащих растворов и газовых струй из осадочных толщ (холодных метановых сипов). В настоящее время прогнозируется распространение реликтовых метастабильных газогидратов практически на всем протяжении шельфа моря [5]. В экспедиции были обследованы районы проявления акустических аномалий в водной толще, связанных со струйно-пузырьковыми выходами газа, собраны пробы осадков и осадочного вещества водной толщи. На хребте Вестнезе (к западу от Шпицбергена) вскрыта осадочная толща двух покмарков, насыщенная пластинами газогидрата и карбонатными корками. Изучение истории осадконакопления и процессов диагенеза в этих районах проводятся под руководством проф. А.Ю. Леин (ИО РАН). Полученные знания позволят продвинуться в нашем понимании эволюции просачивания метаносодержащих флюидов в Арктике в настоящем и в прошлом.

Выполнен комплекс геолого-геохимических и биогеохимических (включая микробные процессы цикла углерода и серы) исследований для познания процессов диагенеза в условиях современного потепления климата. В Лаборатории микробиологии и биогеохимии водоемов ФИЦ Биотехнологии РАН получены новые данные о составе микробных сообществ пограничной зоны вода–осадок.

Изучены характеристики взвеси комплексом экспериментальных и инструментальных методов, которые успешно внедряются сотрудниками ЛФГИ ИО РАН в практику судовых океанологических исследований [6, 7]. Выявлены особенности формирования взвесенесущих и нефелоидных слоев в разных обстановках седиментации: на гидротермальных полях, метановых сипах, у кромки ледяных полей и др.

Сотрудниками ИО РАН проведен сравнительный анализ структуры фитопланктона и уровня первичной продукции экологически разнородных районов европейской части Арктики и Полярной Атлантики для изучения влияния атлантификации на первично-продукционное звено пелагической экосистемы. Это влияние наиболее отчетливо проявляется в Высокой Арктике [8], особенно вблизи кромки ледяных полей.

Работы экспедиции по палеоокеанологии под руководством Е.А. Новичковой и А.Г. Матуля (ИО РАН) позволяют получить новые знания о трендах развития природной среды, структуре и стабильности основных состояний палеоклимата (оледенение и межледниковье), резких палеоклиматических переходах, в частности, глобальных потеплениях. Региональное Арктическое проявление палеоклимата (палео-Арктическое усиление) остается мало выясненным. Так, предыдущее (130–114 тыс. лет назад) сильное потепление на Земле оказалось менее выраженным в Норвежско-Гренландском бассейне, чем в других районах Арктики.

Материалы экспедиции позволят понять, как происходило формирование арктического края меридиональной океанской циркуляции в Гренландском море в прошлом. Появятся новые сведения по детализации седиментогенеза в последние 15 тыс. лет вокруг Шпицбергена и на севере Баренцева моря.

Авторы признательны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш» и всем участникам экспедиции. Материалы подготовлены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований: проект № 19-05-50090 (изучение микрочастиц взвеси и осадков) и проекта № 19-05-00787 (изучение потоков вещества с помощью АГОС).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. Laukert G., Makhotin M., Petrova M.V. et al. Water mass transformation in the Barents Sea inferred from radiogenic neodymium isotopes, rare earth elements and stable oxygen isotopes // Chem. Geol. 2019. V. 511. P. 416–430.
3. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Боев А. и др. Гидротермальные минеральные ассоциации на 71° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (первые результаты) // Океанология. 2019. № 6. С. 1039–1057.
4. Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Боев А.Г. Потоки осадочного вещества на гидротермальных полях южной части хребта Мона // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 6–12.
5. Леин А.Ю., Кравчишина М.Д., Павлова Г.А. и др. Солевой состав и биогенные элементы в современных иловых водах Баренцева моря (данные 1997–2017 гг.) // Система Баренцева моря. М.: ГЕОС, 2021. С. 370–398.
6. Лохов А.С., Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Коченкова А.И. Измерение характеристик взвешенных частиц Баренцева моря *in situ* с помощью лазерного дифрактометра LISST-Deer // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 747–761.
7. Политова Н.В., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Лохов С.А. Концентрация и состав взвеси Баренцева моря // Система Баренцева моря. М.: ГЕОС, 2021. С. 253–270.
8. Паутова Л.А., Силкин В.А., Кравчишина М.Д. и др. Пелагическая экосистема котловины Нансена в условиях изменчивости притока атлантической воды: механизм формирования диатомового цветения в прикромочной зоне // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 71–76.

We investigated modern and ancient sedimentation processes with assessment of the fluxes of particulate matter and pollutants, with the determination of the rates of biogeochemical processes and regional paleoclimatic reconstructions in the contact area of cold Polar and warm Atlantic water masses under the influence of cold (seepage) and hot (hydrothermal) fluids in July–August 2021. The study area is the Norwegian-Greenland Basin and the Barents Sea.

**Кравчишина М.Д.<sup>1</sup>, Леин А.Ю.<sup>1</sup>, Баранов Б.В.<sup>1</sup>,  
Дубинина Е.О.<sup>2</sup>, Дара О.М.<sup>1</sup>, Саввичев А.С.<sup>3</sup>,  
Мирошников А.Ю.<sup>2</sup>, Флинт М.В.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: kravchishina@ocean.ru; <sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва; <sup>3</sup>ФИЦ Биотехнологии РАН, г. Москва)

**Происхождение аутигенных карбонатных корок на  
поверхности дна внешнего шельфа моря Лаптевых**

**Kravchishina M.D.<sup>1</sup>, Lein A.Yu.<sup>1</sup>, Baranov B.V.<sup>1</sup>,  
Dubinina E.O.<sup>2</sup>, Dara O.M.<sup>1</sup>, Savvichev A.S.<sup>3</sup>,  
Miroshnikov A.Yu.<sup>2</sup>, Flint M.V.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, Moscow; <sup>3</sup>Federal Research Centre “Fundamentals of Biotechnology” RAS, Moscow)

**The origin of methane-derived authigenic carbonates on the  
seafloor of the Laptev Sea outer shelf**

Ключевые слова: биогеохимия, метан, холодные сипы, аутигенное карбонатообразование, стабильные изотопы, моря Сибирской Арктики.

Карбонатные корки, сцементированные микритовой связующей массой, обнаружены на поверхности дна внешнего шельфа моря Лаптевых в пределах области струйно-пузырьковых просачиваний метана (газовых факелов). Это первая подобная находка в морях Сибирской Арктики. Карбонаты представлены высокомагнезиальным кальцитом: до 23 моль% MgCO<sub>3</sub>. Значения δ<sup>13</sup>C в карбонатах колеблются от –40.1 до –25.9‰ VPDB, а значения δ<sup>18</sup>O составляют +4.4±0.2‰ VPDB. Значения δ<sup>13</sup>C-C<sub>орг</sub> карбонатных корок варьируют от –40.2 до –31.1‰ VPDB. Установлено, что не только микробный, но и термогенный метан принимали участие в формировании корок. Карбонаты образовались не на поверхности осадка (где они были обнаружены), а в подповерхностном слое гораздо ниже границы раздела вода–осадок во время последней дегляциации.

Аутигенные карбонаты широко распространены в океане за исключением высокоширотных бассейнов, вызывающих коррозию карбонатных осадков. Основные закономерности образования аутигенных карбонатов хорошо изучены, однако знания о карбонатообразовании на Сибирском арктическом шельфе еще весьма фрагментарны. Известно о трех находках аутигенных карбонатных корок в море Лаптевых, образовавшихся из бикарбоната при анаэробном окислении метана (АОМ) [1–3]. Целью нашей работы было исследование происхождения аутигенных карбонатов, обнаруженных на поверхности дна шельфа моря Лаптевых.

Карбонатные корки подняты тралом Сигсби с глубины 63 м при изучении макрофауны холодных метановых сипов на внешнем шельфе моря Лаптевых [4]. Обследование поверхности дна с помощью видеомодуля

позволило обнаружить струйно-пузырьковые выходы метана, микробные маты и карбонатные корки разного размера и формы [5]. Район исследования охватывал акваторию 13 км<sup>2</sup> с центром в координатах 76.894° с.ш. и 127.798° в.д., где летом 2014 г. в экспедиции SWERUS-C3 на шведском ледоколе «Оден» были зафиксированы повышенные концентрации метана в поверхностном слое воды. Отсюда этот район был назван «полигоном Оден» [3–5].

По нашим данным, концентрация растворенного CH<sub>4</sub> в осадках варьировала от 1–2 до 3–539 мкМ в зависимости от окислительно-восстановительных условий. Изучены маты метанотрофных бактерий и установлено активное микробное окисление CH<sub>4</sub> в осадках. В этом процессе участвовали аэробные метанотрофные бактерии и анаэробный консорциум бактерий [6]. CH<sub>4</sub>, прошедший этот «микробный фильтр», диффундировал в водную толщу и окислялся метанотрофным бактериопланктоном, образующим второй биофильтр. Хемосимбиотрофный бентос представлен полихетами семейства *Siboglinidae* и двустворчатыми моллюсками *Thyasiridae* [4].

Легкий изотопный состав углерода растворенного CH<sub>4</sub> в осадках указывает на его микробное происхождение: δ<sup>13</sup>C-CH<sub>4</sub> варьировал от –68.3 до –79.9‰ VPDB. При этом установлены низкие скорости метаногенеза в осадках полигона: от 4 до 53 нМ CH<sub>4</sub>·дм<sup>3</sup>·день<sup>–1</sup>. Показано, что CH<sub>4</sub> слабо генерируется микроорганизмами в осадках Сибирского шельфа с низким содержанием C<sub>орг</sub> (часто <0.5%). C<sub>орг</sub> осадков изученного полигона обеднен изотопом <sup>13</sup>C (δ<sup>13</sup>C-C<sub>орг</sub> от –30.5 до –23.5‰ VPDB), что свидетельствует о преобладании терригенного ОВ, которое более устойчиво к микробной деградации, чем автохтонное ОВ. Помимо микробного CH<sub>4</sub>, связанного с процессами диагенеза в донных осадках и возможно в тающих реликтовых многолетнемерзлых породах (ММП), логично предположить наличие другого альтернативного источника CH<sub>4</sub>.

Термогенный CH<sub>4</sub> может поступать в результате диссоциации газовых гидратов, заключенных в ММП, а также из газовых резервуаров, образующихся в результате термического разложения ОВ (катагенеза), часто связанного с морскими резервуарами углеводородов (УВ). Пониженные концентрации Cl<sup>–</sup> в иловой воде осадков полигона косвенно указывают на возможную диссоциацию газогидратов. Однако ММП не образуют сплошного покрова или отсутствуют вовсе на внешнем шельфе моря Лаптевых [5, 7]. Поэтому миграция термогенного CH<sub>4</sub> из резервуара УВ является наиболее вероятным источником. Микробные процессы в отложениях часто маскируют первичные геохимические признаки мигрирующего газового флюида [8].

Структурно полигон Оден расположен в пределах рифтовой системы моря Лаптевых. На бровке шельфа его пересекает *Хатангско-Ломоносовская зона разломов*, которая представляет собой активный трансформный разлом, образовавшийся в палеоцене [5]. Севернее в глубоководной котловине рифтинг шельфа моря Лаптевых сменяется

сверхмедленным спредингом на хребте Гаккеля.

Талики и разломы на шельфе, где поток геотермального тепла является наибольшим, обеспечивают возможные пути миграции газовых флюидов. Глубинные разломы могут служить кондуктами для миграции флюидов из резервуаров жидких и газообразных УВ Лаптевской плиты [9]. Поверхностные разломы, связанные с проседанием внешнего шельфа, прорезают осадочные породы, перекрывающие резервуар, и образуют каналы для струйно-пузырькового выброса  $\text{CH}_4$  [5]. Коллектор газа, очевидно, расположен ниже зоны стабильности газогидратов (GHSZ) и глубже слоя ММП. Прямого подтверждения нашей гипотезы нет, поскольку еще не пробурены глубокие скважины. Континентальная окраина моря Лаптевых является одной из самых слабоизученных акваторий на арктическом шельфе [9]. Тем не менее, термогенный метан был обнаружен изотопно-геохимическими методами в осадках и в водной толще внешнего шельфа моря Лаптевых [7, 10].

Корки, поднятые с поверхности осадка, представлены практически мономинеральными карбонатными фазами и обломочным материалом. Содержание Mg-кальцита в составе микритового цемента достигало 55%. Преобладал кальцит с высоким содержанием магния: до 23 моль%  $\text{MgCO}_3$ . Арагонит отсутствовал в изученных корках, вероятно, из-за низкой концентрации  $\text{SO}_4^{2-}$  и высокой концентрации растворенного  $\text{HS}^-$  в поровой воде (до 400 мкМ по нашим данным), что препятствует осаждению арагонита, способствует включению  $\text{Mg}^{2+}$  в структуру минерала и выпадению высоко-Mg кальцита [11]. Метаболизм сульфатредуцирующих бактерий может создавать локальную среду с повышенной концентрацией растворенного  $\text{HS}^-$  [6]. Активное восстановление сульфата происходило повсеместно в донных осадках полигона. Однако самая высокая скорость восстановления сульфата ( $2240\text{--}4865 \text{ нМ S} \cdot \text{дм}^{-3} \cdot \text{сут}^{-1}$ ) обнаружена в подповерхностных осадках с высокой скоростью окисления метана. Это признак сульфат-зависимого АОМ.

Известно, что моря арктического шельфа особенно агрессивны по отношению к карбонатным осадкам. При этом аэробное окисление метана на границе раздела вода–осадок может привести к еще большему понижению pH, способствуя растворению карбонатов [11]. Поэтому карбонатная цементация могла происходить только в подповерхностных восстановленных слоях отложений. Размыв осадков является наиболее вероятным механизмом обнажения корок на поверхности дна.

Вариации состава породообразующих элементов и РЗЭ отражают относительный вклад богатых магнием карбонатных фаз и обломочного материала в составе корки. Фоновые и «вмещающие» донные осадки являются слабо карбонатными (<3%  $\text{CaCO}_3$ ) терригенными мягкими илами часто с окисленным поверхностным слоем. Минеральный состав обломочного материала осадков отличается от такового, входящего в состав корок. Состав вещества карбонатных корок менее щелочной, обеднен Ti и Fe, но обогащен Cr и V по сравнению с «вмещающими» осадками.

ОВ карбонатных корок ( $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  от  $-40.2$  до  $-31.1\%$  VPDB), обеднено тяжелым изотопом  $\text{C}_{\text{орг}}$  по сравнению с осадками ( $-27.6\pm 2\%$  VPDB). Легкий изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  корок объясняется захватом метанотрофной бактериальной биомассы во время осаждения карбонатов и ее включением в микрокристаллическую карбонатную матрицу. Если предположить, что микробный  $\text{CH}_4$  наследует изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  осадков, то вклад термогенного  $\text{CH}_4$  может составлять от 10 до 40%.

Используя коэффициенты фракционирования  $^{13}\text{C}$  для  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ , можно оценить значение  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ , уравновешенного карбонатами, и оно должно варьировать от  $-98$  до  $-117\%$  VPDB. Однако значения  $\delta^{13}\text{C}$  растворенного  $\text{CH}_4$  из осадков полигона Оден тяжелее расчетных значений: от  $-71$  до  $-78\%$  VPDB. Следовательно, в составе флюида вклад разных источников метана во время образования карбонатов и в современных «вмещающих» осадках менялся.

Процесс АОМ в осадках полигона можно проиллюстрировать соотношением значений  $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$  и  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ . Разница между значениями  $\delta$  не соответствует низкотемпературному изотопному равновесию между  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ , в то время как температура придонной воды составляла  $-1.77^\circ\text{C}$ . Изотопное неравновесие углерода между  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  в осадках можно объяснить кинетическим фракционированием в процессе АОМ. Однако нельзя исключить вовлечение тяжелого изотопа углерода термогенного  $\text{CH}_4$ . По нашим расчетам [3], значение  $\delta^{13}\text{C}$  смешанных источников  $\text{CH}_4$  должно составлять  $-75\pm 5\%$  VPDB; при этом  $-40\pm 10\%$  VPDB – среднее значение для термогенного метана по [8] и  $-110\pm 10\%$  VPDB –  $\text{CH}_4$  в равновесии с карбонатом корок. Так, вклад термогенного  $\text{CH}_4$  в составе флюида может варьировать от 30 до 70%.

Значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$  обычно на  $25\text{--}30\%$  VPDB ниже, чем значения  $\delta^{13}\text{C}$  аутигенного карбоната. Если предположить, что весь неорганический углерод в карбонатах получен из бикарбоната микробного  $\text{CH}_4$ , то значение  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$  должно быть от  $-55$  до  $-70\%$  VPDB. Эти значения не соответствуют изотопному составу углерода  $\text{CH}_4$  в осадках (от  $-71$  до  $-78\%$  VPDB) и расчетным значениям древнего  $\text{CH}_4$ , уравновешенного карбонатами (от  $-98$  до  $-117\%$  VPDB).

По данным [7] значения  $\delta^{13}\text{C}$  термогенного  $\text{CH}_4$  осадков варьировали от  $-37.4$  до  $-42.8\%$  VPDB. Согласно уравнению материального баланса, для образования изученных карбонатов со значениями  $\delta^{13}\text{C}-\text{CaCO}_3$  от  $-40.1$  до  $-25.9\%$  VPDB, доля термогенного  $\text{CH}_4$  должна составлять  $58\text{--}77\%$ .

Изотопный состав кислорода карбонатов ( $\delta^{18}\text{O}$  до  $4.8\%$  VPDB) показал, что температура морской воды при их формировании была близка к современному значению ( $-1.77^\circ\text{C}$ ). Заметных колебаний температуры придонной воды при осаждении карбонатов не наблюдалось. Морские условия, аналогичные условиям современной эпохи, установились в море Лаптевых  $\sim 10.5\text{--}8.5$  тыс. л. н. [12], т.е. вследствие смещения Полярного фронта на север и проникновения атлантической воды в Арктику. Так, просачивание  $\text{CH}_4$  контролировалось последней дегляциацией, которая

спровоцировала изменения в системе разломов и способствовала миграции газа к поверхности осадочной толщи. Следует отметить, что источники метана в море Лаптевых еще слабо изучены. Необходима интеграция геохимических данных и геологических условий для проверки достоверности выдвигаемых гипотез.

Материалы подготовлены при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 20-17-00157.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Саввичев А.С. и др. Аутигенный Мг-кальцит на метановом полигоне в море Лаптевых // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 194–213.
2. Ruban A., Rudmin M., Dudarev O., Mazurov A. The formation of authigenic carbonates at a methane seep site in the northern part of the Laptev Sea // *Minerals*. 2020. V. 10 (11). P. 1–14.
3. Kravchishina M.D., Lein A.Yu., Flint M.V. et al. Methane-derived authigenic carbonates on the seafloor of the Laptev Sea Shelf // *Front. Mar. Sci.* 2021. V. 8. 690304.
4. Vedenin A.A., Kokarev V.N., Chikina M.V. et al. Fauna associated with shallow-water methane seeps in the Laptev Sea // *Peer J*. 2020. V. 8. e9018.
5. Baranov B., Galkin S., Vedenin A. et al. Methane seeps on the outer shelf of the Laptev Sea: characteristic features, structural control, and benthic fauna // *Geo-Marine Letters*. 2020. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00655-7>
6. Savvichev A.S., Kadnikov V.V., Kravchishina M.D. et al. Methane as an Organic Matter Source and the Trophic Basis of a Laptev Sea Cold Seep Microbial Community // *Geomicrobiology Journal*. 2018. V. 35(5). P. 411–423.
7. Cramer B., Franke D. Indications for an active petroleum system in the Laptev Sea, NE Siberia // *Jour. Petrol. Geology*. 2005. V. 28(4). P. 369–384.
8. Milkov A.V., Etiope G. Revised genetic diagrams for natural gases based on a global dataset of >20,000 samples // *Org. Geochem*. 2018. V. 125. P. 109–120.
9. Сафронов А.Ф., Сивцев А.И., Чалая О.Н. и др. Начальные геологические ресурсы углеводородов шельфа моря Лаптевых // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 8. С. 1275–1279.
10. Steinbach J., Holmstrand H., Shcherbakova K. et al. Source apportionment of methane escaping the subsea permafrost system in the outer Eurasian Arctic Shelf // *PNAS*. 2021.
11. Smrzka D.J., Zwicker Y.Lu, Sun Y. et al. Trace element distribution in methane-seep carbonates: The role of mineralogy and dissolved sulfide // *Chemical Geology*. 2021.
12. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Издательство Московского университета, 2009. 608 с.

We consider that not only microbial but thermogenic methane participated in the authigenic carbonate precipitation on the Laptev Sea shelf.

**Крылов А.А.<sup>1,2</sup>, Семенов П.Б.<sup>1</sup>, Малышев С.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>ФГБУ ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: akrylow@gmail.com; <sup>2</sup>Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург)

**Аутигенные сидериты/родохрозиты в кайнозойских отложениях приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам экспедиции IODP-302)**

**Krylov A.A.<sup>1,2</sup>, Semenov P.B.<sup>1</sup>, Malyshev S.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>FGBU VNIIOkeangeologia, St. Petersburg; <sup>2</sup>St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences)

**Authigenic siderites/rhodochrosites in the Cenozoic deposits from the near-pole part of Lomonosov Ridge (based on IODP-302 data)**

Ключевые слова: сидериты, родохрозиты, аутигенные карбонаты, хребет Ломоносова

Аутигенные сидериты и родохрозиты были обнаружены при изучении фракции 0.1–0.05 мм, отобранной из миоценовых отложений скважин, пробуренных в приполюсной части хребта Ломоносова. Результаты изучения стабильных изотопов показали, что наиболее вероятным источником углерода карбонатов является микробно-обусловленное окисление органического вещества посредством сульфат-редукции в диагенезе.

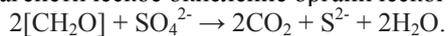
В 2004 г. в рамках проекта IODP-302 было пробурено пять скважин в центральной части хребта Ломоносова [1]. Максимальный выход керна наблюдался в двух скважинах (M0002A и M0004A) по которым был составлен сводный разрез, охвативший отложения от позднего мела до голоцена [1]. Опубликовано несколько точек зрения на стратиграфию разреза – “официальная” [2] и альтернативные [3–7]; разногласия касаются, главным образом, мел-палеогеновой части разреза.

Для определения областей сноса и реконструкции палеоклиматических изменений были проведены детальные исследования минерального состава отложений [8]. При этом в миоценовой части разреза были определены аутигенные карбонаты сидерит-родохрозитового ряда, которые в отдельных интервалах занимали значительную долю минералов тяжелой фракции. Десять образцов для исследований были отобраны из интервала 22–110 метров ниже поверхности дна моря (мнд) во фракции 0.1–0.05 мм. Был изучен их минеральный, изотопный и химический составы. Настоящая работа посвящена реконструкции механизма формирования указанных карбонатов.

Как известно, донные отложения Северного Ледовитого океана практически бескарбонатны, а находки аутигенных карбонатных конкреций

достаточно редки [9–14 и др.]. Главными механизмами, приводящими к выделению углерода, участвующего в кристаллизации карбонатных конкреций, могут быть: 1) окисление органического вещества посредством сульфат-редукции в раннем диагенезе; 2) окисление метана; 3) генерация метана в диагенезе, включая процессы биodeградации углеводов; 4) серпентинизация перидотитов и гидротермальные процессы в срединно-океанических хребтах; 5) катагенез [12, 15]. Поскольку основными компонентами карбонатов являются углерод и кислород, именно анализ стабильных изотопов  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  является ключевым при решении вопроса о ведущем механизме формирования аутигенных карбонатов.

Величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в образцах сидеритов и родохрозитов из хребта Ломоносова варьировали от  $-7.4\text{‰}$  (22.3 метра ниже поверхности дна) до  $-17.8\text{‰}$  (110 мнпд) и от  $4.2\text{‰}$  (102.2 мнпд) до  $6.5\text{‰}$  (56.1 мнпд), соответственно. Таким образом, отмечается закономерное облегчение изотопного состава с увеличением глубины залегания. Приведенные выше изотопные значения  $\delta^{13}\text{C}$  свидетельствуют в пользу того, что ведущим механизмом кристаллизации аутигенных карбонатов являлось диагенетическое окисление органического вещества сульфат-ионом:



Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в изученных образцах типичны для карбонатов, кристаллизующихся из поровой воды, источником изотопов  $\delta^{18}\text{O}$  которой являлась морская вода после раннедиагенетических преобразований. Теоретический состав поровой воды, из которой «равновесно» формировались карбонаты, составил  $\delta^{18}\text{O} = 0.2 \dots 1.3\text{‰}$  SMOW

Рассчитанные нами значения индексов насыщенности поровых вод относительно основных карбонатных фаз с помощью программы PHREEQC показали, что кристаллизация сидеритов и родохрозитов в настоящее время не должна происходить в интервале 26–165 мнпд. Тем не менее, именно в данном интервале их количество достаточно велико [8]. Это свидетельствует в пользу изменения геохимического облика поровых вод уже после формирования аутигенных карбонатов.

Исследования были поддержаны грантом РФФИ-19-17-00226.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Moran K., Backman J., Brinkhuis H., et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. V. 441. № 7093. P. 601–606.
2. Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Synthesis // *Centr. Eur. J. Geosci.* 2009. V. 1 (2). P. 157–175.
3. Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А. Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2009. № 2 (82). С. 78–84.

4. Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 63–83.
5. Черных А.А., Крылов А.А. Седиментогенез в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302) // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 516–520.
6. Черных А.А., Крылов А.А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX) // Океанология. 2017. Т. 57. № 5. С. 745–756.
7. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L14607.
8. Krylov A.A., Andreeva I.A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Griukov G.E., Moran K., Shoji H. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA1S06. Doi:10.1029/2007PA001497
9. Колесник О.Н., Колесник А.Н., Покровский Б.Г. О находке аутигенного метанопродуктивного карбоната в Чукотском море // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 3. С. 330–332.
10. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Саввичев А.С. и др. Аутигенный Mg-кальцит на метановом полигоне в море Лаптевых // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 194–213.
11. Крылов А.А., Логвина Е.А., Матвеева Т.В. и др. Икаит ( $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) в донных отложениях моря Лаптевых и роль анаэробного окисления метана в процессе его образования // Записки Российского минералогического общества. 2015. Т. 144. № 4. С. 61–75.
12. Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.
13. Logvina E., Krylov A., Taldenkova E. et al., 2018, Mechanism of Late Pleistocene authigenic Fe-Mn-carbonate formation at the Laptev Sea continental slope (Siberian Arctic) // *Arktos*. 2018. V. 4 (2). P. 1–13.
14. Taldenkova E., Nikolaev S., Bauch H.A. et al. History of ice-rafting and water mass evolution at the Northern Siberian Continental Margin (Laptev Sea) during late glacial and Holocene times // *Quat Sci Rev*. 2010. V. 29. P. 3919–3935. Doi:10.1016/j.quascirev.2010.09.013
15. Krylov A.A., Khlystov O.M., Hachikubo A. et al. The reconstruction of the mechanisms of problematic authigenic carbonates formation in diagenetic and cataenetic environments associated with the generation/oxidation of hydrocarbon // *Limnol. Freshwater. Biology*. 2020. V. 4. P. 928–930.

Authigenic siderites and rhodochrosites were discovered during microscopic study of a fraction of 0.1–0.05 mm, sampled from Miocene deposits of wells drilled at the near-polar

part of the Lomonosov Ridge. The results of stable isotopes study have shown that the microbial-mediated oxidation of organic matter through sulfate reduction in diagenesis was most likely source of carbon in carbonates.

**Кубова В.В.<sup>1</sup>, Ксенофонтов И.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, e-mail: valyakubova@yandex.ru;

<sup>2</sup>АО «ПМГРЭ», г. Ломоносов)

**Сейсмостратиграфия и обстановки осадконакопления в западной части моря Содружества**

**Kubova V.V.<sup>1</sup>, Ksenofontov I.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>FSBI “VNIIOkeangeologia”, St. Petersburg; <sup>2</sup>SV “PMGE”, Lomonosov)

**Seismostratigraphy and sedimentation environment in the western Cooperation Sea**

Ключевые слова: море Содружества, сейсмостратиграфия, осадконакопление

На основании новых сейсмических данных, полученных в 66 РАЭ, произведена корреляция региональных отражающих горизонтов в западной части Моря Содружества, описан характер распространения осадочного чехла. Выявлена осадочная клиноформа у подножия континентального склона, а также русла каналов, боковые наносы и осадочные волны.

В ходе морских полевых работ 66 РАЭ на НИС «Академик А. Карпинский» в феврале–марте 2021 г. были получены новые сейсмические разрезы для западной части моря Содружества. В данной работе проводится корреляция региональных отражающих горизонтов для новых разрезов, а также выявляются основные осадочные фации.

Для корреляции горизонтов была использована сейсмостратиграфическая модель, разработанная на основе данных отечественных и зарубежных исследований в индоокеанском секторе Антарктики. В районе работ выделяются следующие опорные горизонты (с указанием возрастов): CS1 – 125–120, CS1a – 120–110, CS2 – 100–90, CS3 – 43–42, CS4 – 34, CS5 – 24, CS5a – 21, CS6 – 14–12 и CS7 – 5–3 млн. лет [1]. Отражающий горизонт CS4 соответствует началу полномасштабного оледенения Антарктики, а пострифтовая осадочная толща разделяется на доледниковую (CS1–CS4) и синледниковую (CS4–дно) [1].

Интерпретация сейсмических данных проводилась с использованием программного обеспечения KingdomSoftware. Увязка горизонтов проводилась по пересечениям с сейсмическими профилями 62 РАЭ, а также другими отечественным и зарубежным профилями, полученными в районе исследования. Горизонты, отпикерованные в Kingdom, были экспортированы в Surfer, где методом интерполяции Kriging были построены grids для исследуемой территории и схемы изохрон поверхности акустического фундамента, мощности осадочного чехла и мощности синледниковой осадочной толщи.

Первичный анализ полученных временных разрезов позволил выявить 6 отражающих горизонтов в осадочном чехле (CS1, CS1a, CS2, CS3, CS4,

CS5) и поверхность акустического фундамента (F). На рисунке представлен временной разрез с обозначенными на нем выявленными отражающими горизонтами.

Наибольшие глубины залегания акустического фундамента (в секундах) наблюдаются у подножия континентального склона и достигают 8–9 с (рисунок). По мере удаления от континентального склона глубины залегания уменьшаются. Данная картина хорошо увязывается со схемой мощности осадочного чехла (в изохронах): наибольшие мощности – 4–5 с – достигаются у подножия континентального склона и преимущественного в восточной части района исследования.

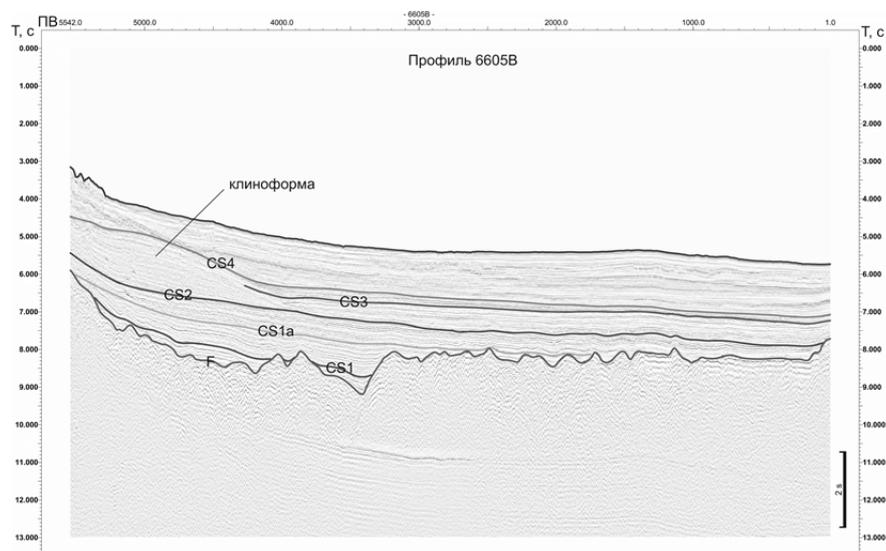


Рисунок. Временной разрез по профилю 6605В

Горизонты CS1-CS2 постепенно выклиниваются по мере удаления от континентальной окраины. В южной и юго-западной части района исследования на разрезах прослеживается клиноформа у подножия континентального склона (рисунок), выявленная также в ходе предыдущих исследований [1]. Тело клиноформы подстилается отражающим горизонтом CS2, а кровле соответствует горизонт CS4 [1]. Сигнал от отражающего горизонта CS3 затухает в теле клиноформы, в результате чего его корреляция у подножия континентального склона усложняется. Горизонт CS4 хорошо прослеживается в районе исследования. Наибольшие мощности толщи CS4-дно наблюдаются в восточной части района работ, граничащей с заливом Прюде, что вызвано более активным поступлением осадочного материала за счет разгрузки шельфового ледника Эймери в залив.

Мощность синледниковой толщи постепенно уменьшается по мере продвижения с востока на запад. Также мы наблюдаем меньшую мощность синледниковых осадков у подножия континентального склона, где осадки формировались поверх тела клиноформы.

В районе исследований широко развиты каналы и связанные с ними боковые наносы, прослеживаются русла палеоканалов, а также встречаются осадочные волны. Формирование осадочных волн вблизи боковых наносов позволяет предположить их образование за счет действия турбидных потоков. Выявление и корреляция отражающих горизонтов CS5-CS7 усложняется за счет прерывания сигнала в местах прохождения палеоканалов и формирования боковых наносов.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В. Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», ФГУНПП «ПМГРЭ», 2015. 199 с.

The new seismic data from the 66<sup>th</sup> Russian Antarctic Expedition allowed correlating the main regional reflectors in the western Cooperation Sea and describing how the sedimentary cover is spread across the area. A sedimentary wedge is found at the continental slope foot, also channels, levees and sediment waves are described.

## **Лейченков Г.Л.<sup>1,2</sup>, Баженова Е.А.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, e-mail: german\_l@mail.ru; <sup>2</sup>Институт Наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург; <sup>3</sup>Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Санкт-Петербург)

### **Гляциация и дегляциация шельфа Южно-Оркнейского плато (Западная Антарктика) в позднем плейстоцене**

## **Leitchenkov G.L.<sup>1,2</sup>, Bazhenova E.A.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St.-Petersburg; <sup>2</sup>Institute of Earth Sciences, St.-Petersburg State University, St.-Petersburg; <sup>3</sup>Polar Marine Geosurvey Expedition, St.-Petersburg)

### **Glaciation and deglaciation of the South Orkney Plateau, West Antarctica**

Ключевые слова: Антарктика, Южно-Оркнейское плато, шельф, многолучевое эхолотирование, сейсморазведка, батиметрия, морена, плейстоцен, оледенение, дегляциация.

По данным сейсмического профилирования и детальной съемки с помощью многолучевого эхолота на шельфе Южно-Оркнейского плато выделены подводные ледниковые формы, которые маркируют распространение ледового покрова в периоды четвертичных оледенений и этапы его отступления в позднем плейстоцене.

Южно-Оркнейское плато включает Южные Оркнейские острова и континентальный шельф с глубинами от 100 до 500 м (рисунок). Шельф пересекают ледниковые эрозионные долины, самые крупные из которых, долина Сигню и долина Оруэлл, расположены к югу от Южных Оркнейских островов (рисунок). Образование долин связано с существованием выводных ледников, которые дренировали менее подвижный ледовый купол, перекрывавший внутреннюю часть шельфа в периоды ледниковых максимумов.

В 2018 г. на шельфе Южно-Оркнейского плато, в рамках 63-й Российской антарктической экспедиции, были выполнены сейсмические исследования ОГТ и съемка с многолучевым эхолотом. Работы проводились на НИС «Академик Александр Карпинский». Для производства работ была использована 560-канальная приемная сейсмическая расстановка длиной 7000 м, и многолучевой эхолот AtlasHydrosweepMD-3/30. При интерпретации данных были привлечены сейсмические разрезы, которые доступны в Библиотеке сейсмических данных по Антарктике, и батиметрические данные из международного проекта «Батиметрическая карта Южного океана». Детальная батиметрическая съемка выполнена в пределах долины Сигню и на ее флангах, на площади около 1500 кв. км, где глубины моря изменяются от 180 до 400 м, по 43 профилям с расстоянием между ними 750 м, обеспечившим необходимое перекрытие полос

наблюдений.

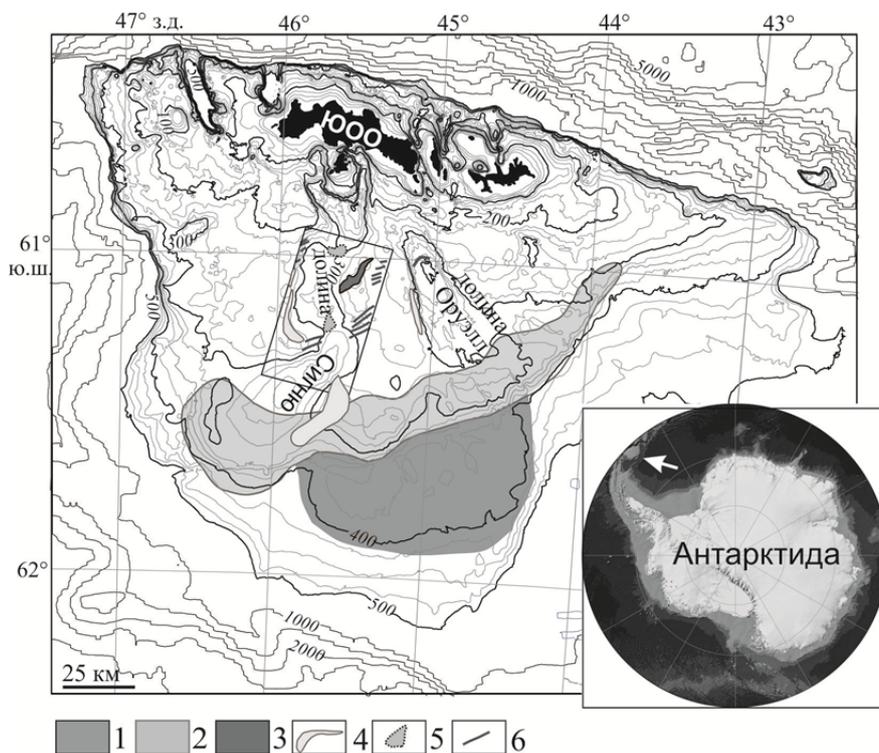


Рисунок. Ледниковые формы рельефа шельфа Южно-Оркнейского плато. 1 – дистальная конечная морена, маркирующая наибольшее распространение ледникового покрова, налегающего на морское дно; 2 – конечная морена среднего шельфа, образование которой завершилось в период последнего ледникового максимума; 3 – конечная морена, образовавшаяся при повторном наступлении ледника в период антарктического холодного реверса; 4 – боковые сдвиговые и окраинные морены, 5 – клинья в зоне налегания быстротекущего ледника, 6 – поперечные морены отступления.  
ЮОО – Южно-Оркнейские острова.

На шельфе Южно-Оркнейского плато идентифицированы различные ледниковые формы рельефа морского дна, связанные с ледниковой деятельностью – наступлением ледового покрова на шельф с налеганием на дно в периоды четвертичных оледенений и его последующем отступлении в конце плейстоцена. Максимальное распространение льда в период последнего ледникового максимума маркируется непрерывной моренной

грядой (конечной мореной), расположенной вдоль среднего шельфа между изобатами 300 и 400 м и образовавшейся в зоне налегания ледника на морское дно период последнего ледникового максимума (рисунок). Южнее этой морены, по сейсмическим данным выявлена платообразная структура дна между изобатами 350 и 425 м, которая интерпретируется нами, как более древняя дистальная конечная морена, сформированная в один из ледниковых периодов плейстоцена (рисунок).

На внутреннем шельфе, в районе долины Сигню, обнаружен комплекс подводных ледниковых форм рельефа, связанных с отступлением ледника: боковая сдвиговая морена, боковая окраинная морена, поперечные, регулярно расположенные морены гряды (стадиальная морена), клинья в зоне налегания ледника в днище долины, ледниковая линейность в верховьях долины и небольшая по размерам конечная морена. На восточном фланге долины (рисунок) Сигню и ее флангов до глубины 370 м наблюдаются многочисленные следы айсбергового выпаживания.

Отступление ледника, сопровождавшееся периодами стабилизации линии его налегания с образованием моренных хребтов и клиньев в зоне налегания быстротекущих выводящих ледников началось в конце плейстоцена, не позже 16700 лет назад (рисунок). Шельф освободился ото льда около 14 500 лет назад, но после этого, в период антарктического холодного реверса (14700–13000 лет назад), произошло повторное наступление ледника, который сформировал конечную морену на восточном фланге долины Сигню.

Полевые работы на шельфе Южно-Оркнейского плато проводились в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию № 049-00018-19-00 от 11 января 2019 г. на 2019 г. и плановый период 2020 и 2021 гг. Интерпретация полученных данных выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00858 «Изменение природной среды северо-западной части моря Уэдделла (Антарктика) в позднем кайнозое».

Variety of submarine glacial landforms formed by grounded ice were identified on shelf of the South Orkney Plateau (Antarctica) with use of seismic and multibeam data. The most prominent of these features is the large terminal moraine at the middle shelf marking the greatest ice extent at the LGM. Submarine glacial landforms mapped by multibeam survey in the glacial trough reflect the ice retreat after the LGM; these landforms include: subglacial lineation indicating fast flowing grounded ice, transverse recessional moraine ridges, lateral shear moraine and lateral marginal moraine, two grounding zone wedges, streamlined features (drumlins) and an ice-proximal fan.

**Найдина О.Д.**

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: onaidina@gmail.com)

**Распределение и состав палинологических комплексов из голоценовых отложений Арктического шельфа Восточной Сибири**

**Naidina O.D.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Distribution and composition of palynological complexes from Holocene deposits of the Arctic shelf of Eastern Siberia**

Ключевые слова: шельфовые осадки Арктики, голоцен, палеосреда, пыльца, фораминиферы.

Сравнение результатов изучения палинологических и микрофаунистических комплексов показывает, что эпизодическое проникновение трансформированных атлантических вод на внутренний шельф совпадает с потеплением климата и изменением окружающей среды на побережье.

В результате палинологических исследований донных осадков шельфа моря Лаптевых получены данные о распределении и составе спорово-пыльцевых комплексов. Подобные исследования необходимы для реконструкций палеоклимата и палеосреды Восточной Арктики, особенно региона моря Лаптевых, эволюция палеосреды которого пока находится в стадии изучения [1–2]. Основой для спорово-пыльцевого анализа послужили пробы из нескольких колонок с внутреннего шельфа и образцы из современных отложений, отобранные по всей акватории моря. Возраст изученных осадков определен методом акселераторной масс-спектрометрии ( $AMS^{14}C$ ) по биогенному кальциту [3].

Спорово-пыльцевым методом установлено, что в голоценовых осадках внутреннего шельфа присутствует пыльца древесных растений *Picea*, *Pinus*, *Larix*, *Salix*, *Alnus*, *Betula* и некоторых других деревьев и кустарников. Выявлено, что среди пыльцы хвойных растений обильна пыльца кедрового стланика [4]. Среди травянистых тундровых растений преобладает пыльца осок, определены пыльцевые зерна *Ericaceae*, *Poaceae*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Saxifragaceae* и некоторых других представителей тундрового разнотравья. Установлены несколько спорово-пыльцевых комплексов и пыльцевых зон, отражающих фазы в развитии растительности прилегающей к морю части Восточной Сибири [4–5]. Установлено, что теплым эпохам голоцена соответствуют фазы развития древесной растительности. Реконструировано повышение температурного фона в голоцене, свидетельствующее о неравномерном потеплении климата с 7 тысяч лет по 5.5 тысяч лет. Смена растительности и климатических условий в конце голоцена происходила неоднократно и в пределах единой

тундровой зоны. Установлено, что при потеплении развивались крупнокустарниковые тундры, а при похолодании возобновлялась мохово-кустарничковая растительность северной подзоны типичной тундры [6–7]. Палинологические данные из осадков моря Лаптевых свидетельствуют, что начиная с 1.8 тыс. лет и почти до 0.3 тыс. лет назад июльские температуры воздуха превышали современные.

Сопоставление результатов спорово-пыльцевого и микрофаунистического (фораминиферы) анализов и радиоуглеродного AMS-датирования [3, 8] осадков восточной части внутреннего шельфа моря Лаптевых показывает, что на протяжении двух столетий регистрируются появления термофильной пыльцы и планктонных фораминифер, свидетельствующих о кратковременном проникновении трансформированных атлантических вод на внутренний шельф. В диапазоне времени с 1.5 по 1.7 тысяч лет возрастали температура воздуха, количество атмосферных осадков на побережье; распространялась крупнокустарниковая растительность южных тундр. Таким образом, климат голоцена Арктики изменялся в результате естественного роста температур, что необходимо учитывать при установлении причин современного потепления.

Работа выполнена по теме государственного задания Геологического института РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баух Х.А., Кассенс Х., Тиде Й. Процессы природных трансформаций на Северо-Евразийском шельфе со времени последнего оледенения // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Ред. Кассенс Х., Лисицын А. П., Тиде Й. и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 373–383.
2. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
3. Bauch H.A., Kassens H., Erlenkeuser H. et al. Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // *Boreas*. 1999. V. 28. P. 194–204.
4. Найдина О.Д. Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.
5. Найдина О.Д. Пыльца из послеледниковых осадков моря Лаптевых как биоиндикатор // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2014. Т. 22. № 3. С. 115–124.
6. Naidina O.D., Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // *Global Planet. Change*. 2001. V. 31. P. 141–153.
7. Naidina O.D., Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the

Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Quaternary Int.*. 2011. V. 229. P. 84–88.

8. Найдина О.Д. Природные условия региона моря Лаптевых в позднем послеледниковье // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2016. Т. 24. № 1. С. 92–103.

A comparison of the results of the study of palynological and microfaunistic complexes shows that the episodic penetration of the transformed Atlantic waters on the inner shelf coincides with climate warming and environmental changes on the coast.

**Немировская И.А., Халиков И.С., Колтовская Е.В.**

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

**Особенности распределения углеводородов в воде и осадках Баренцева, Норвежского морей в разные сезоны**

**Nemirovskaya I.A., Halikov I.S., Koltovskaya E.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Peculiarities of distribution of hydrocarbons in water and sediments of the Barents and Norwegian seas in different seasons**

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

Обобщены многолетние исследования распределения и состава углеводородов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) в водах и в донных осадках Норвежского и Баренцева морей в рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2016–2020 гг.). Установлен рост концентраций АУВ во взвеси поверхностных вод в среднем от 2.8–8.3 (2016–2017 гг.) до 20–23 мкг/л (2019–2020 гг.). В донных осадках распределение АУВ и ПАУ зависит не только от условий осадконакопления и их гранулометрического состава, но и от изменчивости окислительно-восстановительных условий и эндогенных потоков в осадочной толще.

Интерес к исследованию углеводородов в Арктике в значительной степени обусловлен высоким нефтегазоносным потенциалом шельфа. В условиях меняющегося климата в последние годы возросла первичная продукция (ПП) фитопланктона, что должно оказать влияние на концентрации углеводородов – постоянных компонентов органического вещества (ОВ) [1]. С целью выявления геохимических особенностей в распределении и происхождении углеводородов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) в Норвежском и Баренцевом морях было проведено их изучение в водах, льдах и донных осадках (2016, 2017, 2019 и 2020 гг.) в рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Исследования проводили методами, принятыми при анализе нефтяных и природных углеводородов: концентрацию липидов и АУВ определяли методом ИК-спектрофотометрии, алканы – методом газовой хроматографии,  $S_{\text{орг}}$  – сухого сжигания, взвесь – гравиметрически, ПАУ – флуоресцентным методом и высокоэффективной жидкостной хроматографией. При этом концентрации углеводородов определяли в сопоставлении с содержанием взвеси,  $S_{\text{орг}}$ , хлорофилла, составом взвеси и донных осадков. Подробности методических процедур описаны [2].

В 2019 г. во взвеси поверхностных вод для всего массива данных содержание липидов изменялось в интервале 18–114, в среднем 51 мкг/л, а

АУВ – 6–62, в среднем 23 мкг/л. Близкие величины были получены и в 2020 г.: для липидов – 15–157, в среднем 64 мкг/л, а для АУВ – 9–38, в среднем 20 мкг/л. Эти результаты оказались выше, чем в 2016 и в 2017 гг. в среднем: 2.8–8.3 мкг/л.

Климатические изменения привели к тому, что мы смогли провести исследования у кромки плавучих льдов. Считается, что при таянии льдов происходит не только освобождение принесенного ими материала, но и создаются благоприятные условия для развития ПП [1]. Поэтому в акватории плавучих льдов (2017 г.) из-за резкой вспышки численности автотрофных бореальных динофлагеллят в зоне Полярного фронта возросли концентрации АУВ (в пересчете на взвесь с 4 до 10 мкг/мг), так же, как хл *a* (с 0.158 до 896 мкг/л) [3]. Кроме того у южной оконечности Шпицбергена при таянии ледника содержание АУВ выросло до 92 мкг/л (177 мкг/мг взвеси) [2], также синхронно с взвесью и хл *a*.

В июне 2019 г. у кромки плавучих льдов количество АУВ увеличилось до 28 мкг/л (30 мкг/мг взвеси), взвеси – до 0.92 мг/л, а хл *a* – до 2.163 мкг/л. В пробах тающего льда во взвеси наблюдалось концентрирование АУВ по сравнению с поверхностной водой; в растворенной форме их содержание практически не изменялось. При этом в составе алканов доминировали высокомолекулярные гомологи, что указывало на незначительную роль автохтонных процессов. Близкие результаты были получены летом 2021 г. в Карском море.

Распределение АУВ во взвеси и самого взвешенного вещества при одинаковых источниках обычно совпадают [2]. Действительно в общих чертах распределение концентраций АУВ и взвеси было однотипным. Наиболее жесткие связи между взвесью и АУВ установлены при их одинаковом биогенном образовании. Однако для всего массива данных в поверхностных водах не наблюдалась зависимость между концентрациями взвеси и АУВ, как в 2019 г. ( $r=0.175$ ,  $n=53$ ), так и в 2020 г.: ( $r=0.258$ ,  $n=20$ ), что подчеркивает их разные источники. Связано это с тем, что рост концентраций АУВ, в отличие от взвеси, приурочен к южной части Баренцева моря на судоходных путях, где согласно данным из космоса сосредоточено максимальное количество нефтяных пленок [4]. Однако максимальное содержание АУВ (58 мкг/л, 170 мкг/мг взвеси, 2020 г.) в южной части Баренцева моря обусловлено коколитовидным цветением, а не нефтяным загрязнением. При этом в растворенной форме концентрация АУВ была значительно ниже – всего 24 мкг/л.

При переходе от поверхностного к придонному горизонту содержание АУВ почти на всех станциях уменьшалось. Исключение установлено лишь в отдельных районах с тонкодисперсными осадками и рассматривается как результат эрозии дна и ресуспензирования [2]. Было показано [3], что в Баренцевом море четко выделялся нижний нефеловидный слой до 50 м толщиной. Поэтому в отдельных случаях при взмучивании илистых осадков

происходил рост АУВ в придонном горизонте.

В поверхностных слоях донных осадках содержание АУВ (в пересчете на сухую массу) изменялось в 2016 г. в интервале 3–44 мкг/г (в среднем 14 мкг/г, 0.15% от  $C_{орг}$ ). Максимум их концентраций приурочен к району Медвежинского желоба, где распределение концентраций АУВ и  $C_{орг}$  совпадало ( $r=0.81$ ,  $n=10$ ), несколько хуже связь между этими параметрами в осадках Русской гавани ( $r=0.61$ ,  $n=8$ ). В акватории Штокманского месторождения эта зависимость полностью отсутствовала:  $r(C_{орг}-АУВ)=0.02$  ( $n=7$ ), а  $r(АУВ-Влажность)=-0.45$ , что может указывать на дополнительные источники ОВ, не связанные с минеральной матрицей.

В 2017 г. диапазон концентраций АУВ в поверхностном слое осадков составил 4–57 мкг/г (в среднем 12 мкг/г, 0.17% от  $C_{орг}$ ). Максимальное содержание приурочено к северной оконечности арх. Новая Земля, а повышенное – к углистым отложениям восточного шельфа Шпицбергена (до 37 мкг/г).

В 2019 г. содержание АУВ в донных осадках изменялось в интервале 5–64 мкг/г. В Норвежском море в осадках разлома Ян-Майнен концентрации АУВ колебались в интервале 5–51 мкг/г, с максимальной величиной в тонкодисперсном осадке. В Баренцевом море высокое содержание АУВ установлено в южной и восточной частях шельфа Шпицбергена.

В 2020 г. для различных районов Норвежского и Баренцева морей диапазон концентраций был больше: 3–186 мкг/г, с максимумом на ст. 6842 в Стур-фиорде (рисунок), где доля АУВ в составе  $C_{орг}$  составила 1.18%. Согласно батиметрической съемке, на ст.6841 наиболее выражен газовый факел (высотой > 100 м над уровнем дна). Здесь при переходе от поверхностного слоя 0–1 см к горизонту 6–7 см концентрация АУВ увеличивалась почти в 5 раз (с 37 до 237 мкг/г, 1.5% от  $C_{орг}$ ), а ПАУ в 7 раз (с 30 до 200 нг/г). В этой области керна происходило изменение редокс-потенциала (Eh от –30 до –80). Только на этой станции в составе алканов доминировали низкомолекулярные гомологи, свидетельствующее об интенсивности автохтонных процессов в осадочной толще не только на горизонте 6–7 см, но даже на горизонте 22–26 см. В составе ПАУ здесь доминировали 2-х, 3-кольчатые арены: нафталин, 2-метил-нафталин (27–43% от суммы), наименее устойчивые соединения, которые должны разлагаться в процессе седиментации [5]. При этом на ст. 6841 повышенные концентрации нафталинов и фенантрена приурочены к поверхностному, а на ст.6847 на шельфе арх. Шпицберген – к нижнему горизонту, отобранного керна (24–27 см), то есть их образование, видимо, происходит непосредственно в толще осадков.

Аномалии в составе АУВ и ПАУ с глубиной захоронения позволяют предположить в качестве источника их поступление из нижележащих горизонтов. Учитывая высокий нефтегазоносный потенциал исследованных морей и особенности поверхности морского дна (воронки покмарков)

делают данное предположение вполне обоснованным. Считается, что даже высокомолекулярные углеводороды могут двигаться во флюидных потоках как отдельная фаза по порам осадочных пород и оставлять геохимический след в поверхностных осадках благодаря аккумуляции, особенно в местах газовой разгрузки [6]. Низкие величины СРІ, которые в основном были  $\leq 2$ , свидетельствуют о биогенном образовании алканов, и могут служить подтверждением этого предположения.

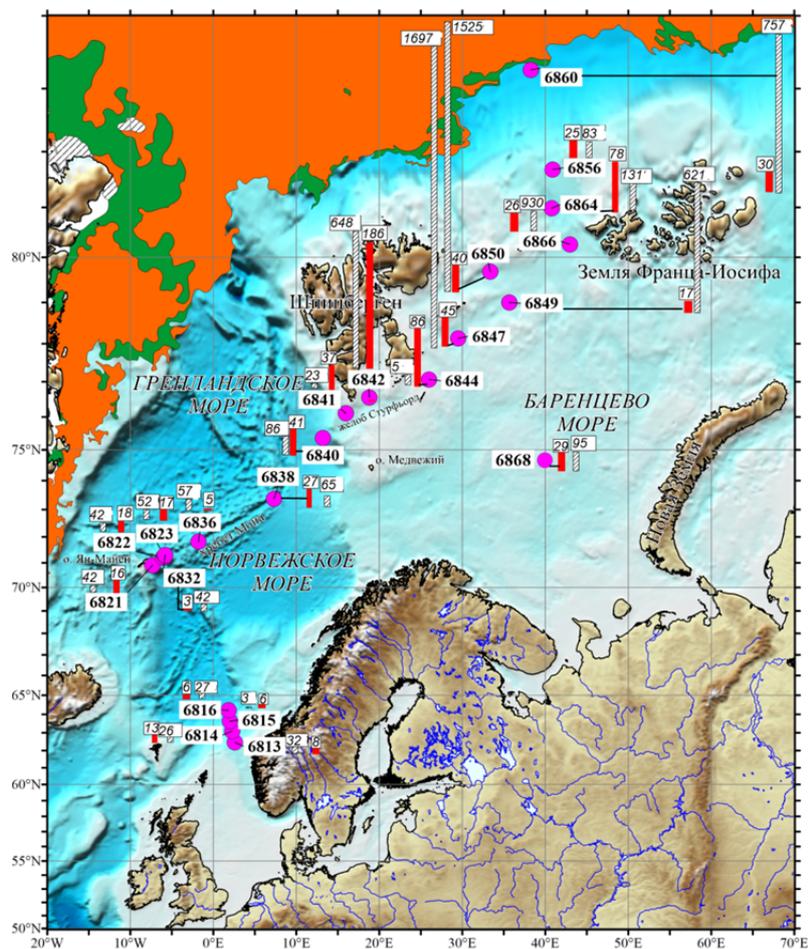


Рисунок. Распределение алифатических УВ (мкг/г, темные столбцы) и ПАУ (нг/г, заштрихованные столбцы, в белых прямоугольниках номера станций) в поверхностном слое донных осадков (80-ый рейс «Академик Мстислав Келдыш», 2020 г.).

Таким образом, в толще осадков разгрузка эндогенных флюидных потоков и изменчивость окислительно-восстановительной обстановки способствует не только утилизации отдельных компонентов в составе АУВ, но и образованию автохтонных низкомолекулярных алканов, а в составе ПАУ – нафталинов [5]. В настоящее время природные процессы, происходящие в Баренцевом море, оказывают больше влияние на формирование состава и уровней АУВ и ПАУ в воде и донных осадках, чем антропогенные.

Экспедиции проведены в рамках госзадания Минобрнауки России (тема № 0128-2021-0006), участие в экспедиции и геохимические исследования – при финансовой поддержке РФФ (проект № 19-17-00234), обобщение материалов – в рамках гранта РФФИ 20-35-90025.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Макаревич И.П. Первичная продукция Баренцева моря // Вестник МГТУ. 2012. Т. 15. № 4. С. 786–783.
2. Немировская И.А. Углеводороды в водах и донных осадках Баренцева моря в период изменчивости ледового покрова // Геохимия. 2020. Т. 65. № 7. С. 822–824.
3. Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Саввичев А. С. и др. Исследование седиментосистем Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна в 68-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 167–169.
4. Кучейко А.А., Иванов А.Ю., Евтушенко Н.В. и др. Пленочные загрязнения Баренцева моря по данным радиолокационного мониторинга 2017–2019 гг. // Экология и промышленность России. 2020. Т. 24. № 7. С. 48–55.
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. V. 89–90. P. 80–116.
6. England W.A., MacKenzie A.S., Mann D.M., Quigley T.M. The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface // J. Geol. Soc. 1987. V. 144. P. 327–347.

Long-term studies of the distribution and composition of hydrocarbons (HCs) in the water and bottom sediments of the Norwegian and Barents Seas during the cruises of the R/V Akademik Mstislav Keldysh (2016–2020) established an increase in HC concentrations in the surface water suspension on average from 2.8–8.3 (2016–2017) up to 20–23 µg/L (2019–2020). In bottom sediments, the distribution of AHCs and PAHs depends not only on the conditions of sedimentation and their granulometric composition, but also on the variability of redox conditions and endogenous flows in the sedimentary strata.

**Новигатский А.Н.<sup>1</sup>, Беликов И.Б.<sup>2</sup>, Белоусов В.А.<sup>2</sup>,  
Скороход А.И.<sup>2</sup>, Ключиткин А.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: novigatsky@ocean.ru; <sup>2</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва)

**Атмосферный метан над Северной Атлантикой и прилегающей Арктикой по результатам судовых измерений летом 2020 г.**

**Novigatsky A.N.<sup>1</sup>, Belikov I.B.<sup>2</sup>, Belousov V.A.<sup>2</sup>,  
Skorokhod A.I.<sup>2</sup>, Klyuvitkin A.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow; <sup>2</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Atmospheric methane over the North Atlantic and adjacent Arctic based on the results of ship measurements in the summer of 2020**

Ключевые слова: атмосферный метан, Северная Атлантика, Арктика

Атмосферные выбросы и концентрация метана продолжают увеличиваться, что делает метан вторым по значимости парниковым газом с точки зрения воздействия на климат после двуокиси углерода. Однако атмосферный бюджет метана, в настоящее время, имеет большие неопределенности, с чем и связана актуальность настоящих исследований.

Введение. Атмосферные выбросы и концентрация метана (CH<sub>4</sub>) продолжают увеличиваться, что делает CH<sub>4</sub> вторым по значимости парниковым газом с точки зрения воздействия на климат после двуокиси углерода (CO<sub>2</sub>) [1]. Однако атмосферный бюджет метана, в настоящее время, имеет большие неопределенности [2], с чем и связана актуальность настоящих исследований. По некоторым данным, на долю геологических источников, включая океан, приходится порядка 40% глобального потока метана [3, 4]. Регистрация такого метана вызывает большие сложности в связи с распределенностью его источников в пространстве, недоступностью ряда районов и нерегулярностью истечения.

Важнейшим условием для формирования скоплений углеводородов на дне океана является наличие зон крупномасштабных тектонических нарушений, где могут происходить процессы серпентинизации пород верхней мантии – где под воздействием океанской воды происходит выделение водорода и метана, которые попадают в поднимающиеся термальные воды. В этом ключе, наибольший интерес представляют районы вдоль трансформных разломов, по которым происходит длительное смещение литосферных блоков. Кроме того, одними из основных летучих компонентов гидротерм срединно-океанических хребтов являются водород

и метан, образующиеся за счет серпентинизации в зонах тектонического нарушения сплошности океанической коры [5]. Выброс природного газа из геологических источников не происходит с постоянной скоростью. Так например, пульсационный режим сейсмической активности Курильской котловины вызвал максимальный поток метана (высота более 2000 м), что является самым высоким и мощным в Мировом океане, зафиксированным на сегодняшний день [6]. Однако процессы микробного окисления на Земле захватывают и удаляют более 50% метана, прежде чем он достигнет атмосферы [7]. Кроме того, микробное окисление особенно эффективно в океанах [8].

Материалы и методы. В период с 31 июля по 25 августа 2020 г. в 80-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" были проведены непрерывные наблюдения концентраций метана в приводном воздухе морей арктического региона и Северной Атлантики. Маршрут рейса пролегал от порта Калининград через Балтийское море и Датские проливы в Северное и Норвежское моря, затем в Баренцево море до кромки льдов 83° с.ш., и далее через Белое море в порт Архангельск (рисунок).

Для проведения измерений был применен специализированный измерительный комплекс на основе анализатора изотопного состава метана (далее – прибор) типа G2132-i производства компании Picarro Inc. (США), владелец ИФА РАН. Принцип действия этого прибора основан на т.н. спектроскопии времени затухания резонатора (СВЗР) (англ. cavity ring-down spectrometry, CRDS) [9]. Прибор относится к классу контактных газоанализаторов, так что исследуемый воздух подается по трубопроводу в измерительную схему прибора, размещенную внутри последнего. Временной интервал полученных рядов – 1 минута. Ряды были дополнены навигационной информацией с устройства GPS, а так же метеорологической информацией от судовой метеостанции [10].

Результаты и обсуждение. В результате проведения наблюдений получены непрерывные ряды концентраций метана в приводном воздухе над морями Североатлантического и Арктического регионов (рисунок).

Проведенные исследования показали наличие фоновых концентраций на большей части маршрута судна. Так, значения концентрации метана преимущественно находились в диапазоне 1.91–1.95 ppm (рисунок).

Резкие пики метана величиной до 2.1 ppm были обнаружены при пересечении осевой части Ян-Майенского трансформного разлома (глубина 2500 м), повторно небольшой пик был зафиксирован на более молодом по геологическому возрасту северном борту этого трансформного разлома. Также был отмечен пик метана величиной до 2.0 ppm (рисунок) в районе подводного вулкана Троллвегген, хребет Мона (глубина 550 м). По экспертной оценке выбросы геологического метана, в том числе при гидротермальной деятельности срединно-океанических хребтов, находятся на одном и том же или более высоком уровне, чем любые другие источники

[11].

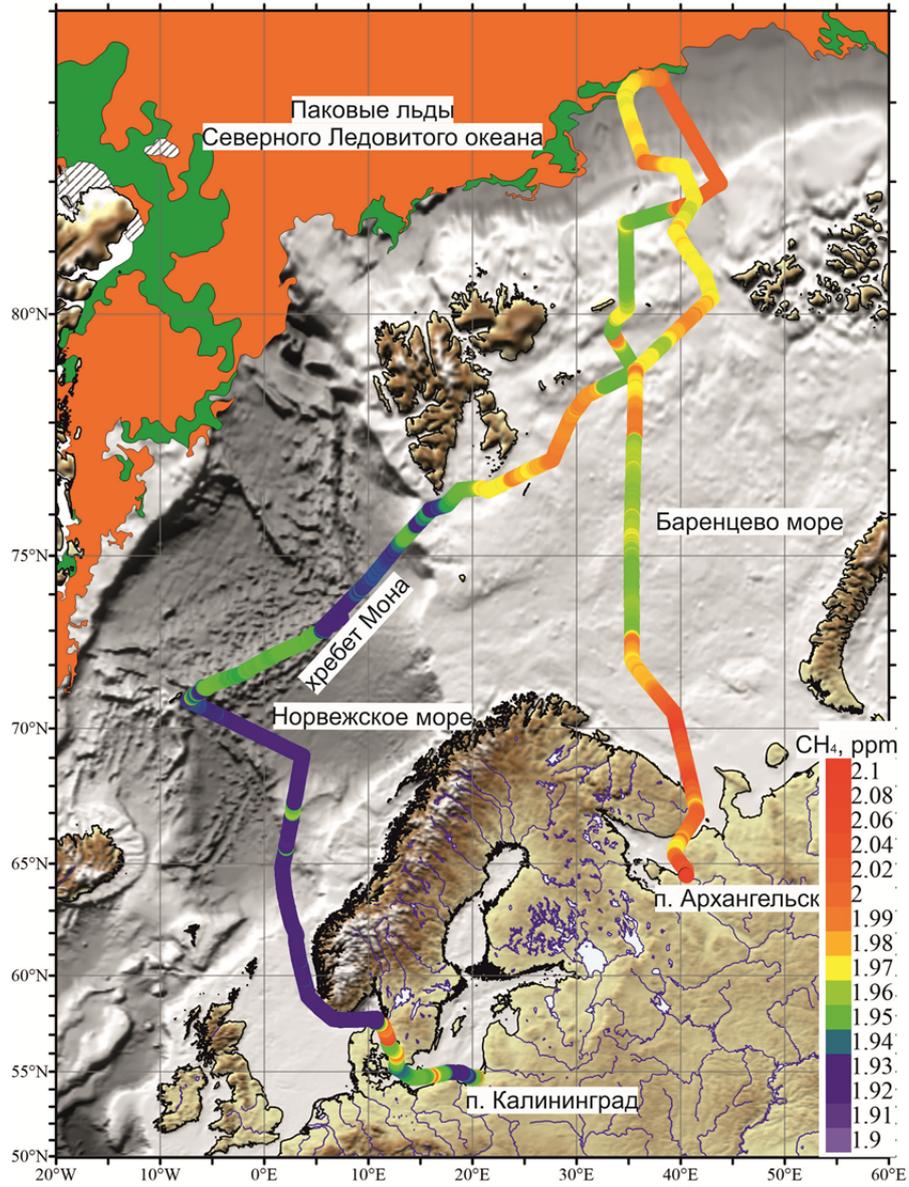


Рисунок. Концентрация метана (ppm) по маршруту 80-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш".

На метановом сипе залива Стур-фьорд архипелага Шпицбергена на эхолоте зафиксирован факел около ста метров высотой на глубине 385–480 м, однако концентрации метана в атмосфере при этом не превышали фоновых (1.93–1.95 ppm) (рисунок).

При прохождении арктического фронта, вдоль восточного побережья арх. Шпицбергена (бассейн Короля Карла), наблюдалось общее повышение концентрации метана до 2.0 ppm (рисунок), в это время зарегистрирован поверхностный водный фронт с понижением температуры на 1–2 градуса.

Общее увеличение концентраций метана имело место в центральной части Баренцева моря (до 2.0–2.16 ppm), в частности, при прохождении Центральной возвышенности и Северо-Канинской банки (рисунок). В связи с чем существует предположение, что большинство площадей углеводородных месторождений имеют положительные потоки метана [11].

Высокие концентрации метана (от 2.0 до 3.6 ppm) регистрируются в районах с высокой техногенной нагрузкой (порт Калининград и Архангельск, портовые нефтеналивные хранилища, Светловская ТЭС, Датские проливы) (рисунок).

Выводы. В результате проведенных исследований в приводном слое атмосферы Североатлантического и Арктического регионах подтверждены фоновые концентрации метана в диапазоне 1.91–1.95 ppm.

Выявлены повышенные концентрации метана (2.0–2.1 ppm) вдоль срединно-океанического хребта Мона. Это косвенно подтверждает, что одним из основных летучих компонентов гидротермальной деятельности срединно-океанических хребтов является метан.

Для большей части Баренцева моря характерны высокие (выше общего фона) концентрации метана (2.0–2.16 ppm). Это связано с тем, что большинство площадей углеводородных месторождений имеют положительные потоки метана

Высокие содержания метана (2.0–2.03 ppm) в приводном слое атмосферы вкост простирания склона Северного Ледовитого океана (выше 80° с.ш.) может косвенно свидетельствовать о наличии углеводородных залежей.

Максимальные значения метана обнаружены в районах с интенсивной техногенной нагрузкой (от 2.0 до 3.6 ppm).

Экспедиция проведена в рамках Государственного задания Минобрнауки России, темы № 0128-2021-0006 и 0129-2019-0002; участие научной группы обеспечено грантами: РФФИ №№ 20-17-00157 (исследования на гидротермах), 19-17-00234 (эколого-геохимические исследования), РФФИ №№ 19-05-00787 (потоки вещества), 19-05-50090 (микрочастицы). Подготовка и калибровка научного оборудования обеспечено грантом РФФИ № 20-17-00200.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Saunio M., Stavert A.R., Poulter B., Bousquet P., Canadel, J.G., Jackson R.B., Zhuang Q. The global methane budget 2000–2017 // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12 (3). P. 1561–1623.
2. Etiope G., Schwietzke S. Global geological methane emissions: An update of top-down and bottom-up estimates // *Elementa: Science of the Anthropocene*. 2019. V. 7. P. 47.
3. Адушкин В.В., Кудрявцев В.П., Турунтаев С.Б. Глобальный поток метана в межгеосферном газообмене // *Докл. РАН*. 2003. Т. 391. № 6. С. 813–816.
4. Etiope G., Lassey K.R., Klusman R.W., Boschi E. Reappraisal of the fossil methane budget and related emission from geologic sources // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. L09307.
5. Матвеенков В.В., Седов А.П., Волокитина Л.П. Возможная связь скоплений углеводородов с трансформными границами плит // *Океанология*. 2005. Т. 45. № 4. С. 605–613.
6. Обжиров А.И., Баранов Б.В., Шакиров Р.Б., Прокудин В.Г., Мальцева Е.В. Оползневые процессы в районе юго-западного склона Курильской котловины Охотского моря // *Геосистемы переходных зон*. 2018. Т. 2. № 2. С. 92–98.
7. Reeburgh W.S. Global methane biogeochemistry // *Treatise on geochemistry*. 2003. V. 4. P. 347.
8. Reeburgh W.S. “Soft spots” in the global methane budget // *Microbial growth on C1 compounds*. Dordrecht: Springer, 1996. С. 334–342.
9. Скороход А.И., Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Томпсон Р.Л., Новигатский А.Н., Голицын Г.С. Атмосферный метан и его изотопный состав над морями Российской Арктики по результатам судовых измерений летом и осенью 2015 года // *Докл. РАН*. 2016. Т. 470. № 5. С. 580–584.
10. Pankratova N., Skorokhod A., Belikov I., Elansky N., Rakitin V., Shtabkin Y., Berezina E. Evidence of atmospheric response to methane emissions from the East Siberian Arctic shelf // *Geography, environment, sustainability*. 2018. V. 11. № 1. P. 85–92.
11. EEA Report: EMEP/EEA air pollutant emission inventory guidebook 2016 // *European Environment Agency*. 2016. № 21/2016. DOI: 10.2800/686396.

Air emissions and methane concentrations continue to increase, making methane the second most important greenhouse gas for climate change after carbon dioxide. However, the atmospheric budget of methane currently has great uncertainties, which explains the relevance of these studies.

**Новигатский А.Н., Ключиткин А.А.**

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

**Сравнительная характеристика подледных потоков осадочного вещества в Арктике и Антарктике**

**Novigatsky A.N., Klyuvitkin A.A.**

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

**Comparative characteristics of under-ice fluxes of sedimentary matter in the Arctic and Antarctic**

Ключевые слова: потоки вещества, морской лед, Арктика, Антарктика

На основе месячных полигонов в Арктике и Антарктике изучены подледные потоки осадочного вещества. Рассчитаны потоки осадочного вещества из подошвы морских льдов на дно.

Введение. Образование и таяние морских льдов имеет важное значение для климата и гидрологических условий среды высоких широт. Однако очень мало внимания пока обращается на то, что это также процесс глобального геохимического значения, процесс, определяющий и условия жизни, и осадкообразования в ледовых зонах. Лед захватывает химические элементы, компоненты природного и антропогенного происхождения из атмосферы, воды и берегового комплекса, а затем переносит их из областей внутреннего шельфа в открытый океан [1–3].

В Арктике многолетние морские льды являются важным геологическим фактором, влияющим на формирование осадочного покрова Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики [4]. Основная часть морских припайных антарктических льдов в отличие от арктических паковых льдов существует только зимой. Происходит снос с Антарктического ледникового щита в океан большого количества снега, который при низких температурах воздуха не тает и образует на поверхности моря слой снежуры толщиной до нескольких десятков сантиметров. Снежура, накапливаясь на поверхности моря, смерзается и превращается в молодой лед. Впоследствии по мере увеличения толщины ледяного покрова образуется растущий антарктический припайный лед [5, 6].

Вещество в толще льда трансформируется (смешивается эоловая и водная взвеси), идет своеобразное его преобразование в потоке ледовой взвеси в толще дрейфующего по поверхности океана льда. Морской лед высоких широт следует рассматривать как особую подсистему цикла углерода. Толща морского льда заселена сообществами бактерий, фито- и зоопланктона, фито- и зообентоса [7, 8]. Заселенность льда подвержена сезонным изменениям. Планктонные диатомовые, заключенные во льду, обеспечивают при его таянии первоначальное весеннее цветение водорослей

льдин. Ледовые водоросли служат источником пищи для гетеротрофов и являются основой ледовой экосистемы и первичными источниками потоков углерода в биотоп [9].

Материалы и методы. В настоящей работе представлены материалы, собранные в рамках Международного полярного года в экспедиции Института океанологии «Панарктическая ледовая дрейфующая экспедиция» (ПАЛЭКС) в апреле 2007, 2008 и 2012 гг. в Арктике [7], а также в Антарктике (рисунок) в Российской Антарктической экспедиции (46 и 48 РАЭ) [8]. Целью экспедиций являлся сбор информации о состоянии снежно-ледово-водной системы в высоких широтах Земли.

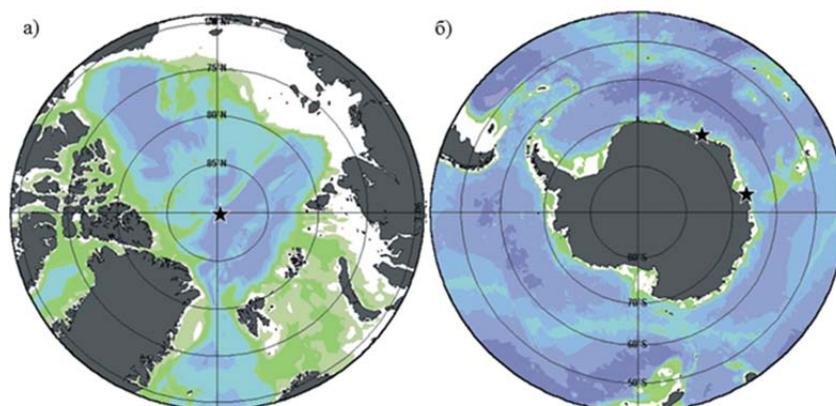


Рисунок. Схема ледовых полигонов в Арктике (а) и Антарктике (б).

На ледовых полигонах подледные потоки осадочного вещества определялись методом седиментационных ловушек [8]. Полученный материал для определения массовой концентрации фильтровали стандартным методом под вакуумом 400 мбар через мембранные ядерные фильтры ( $\varnothing$  пор 0.45 мкм,  $\varnothing$  фильтра 47 мм, полотно производства ОИЯИ, г. Дубна). Для определения содержания органического углерода ( $C_{\text{орг}}$ ) пробы фильтровали под вакуумом 200 мбар через стекловолоконистые фильтры GF/F фирмы Whatman ( $\varnothing$  фильтра 47 мм, эффективный размер пор 0.7 мкм), прокаленные при  $t = 450^\circ\text{C}$  [8]. Содержание  $C_{\text{орг}}$  в пробах определяли методом сухого сжигания на анализаторе АН-7560 (с точностью 3–6 отн.%) в ИО РАН.

Результаты и обсуждение. Полученные нами прямые данные о вертикальных потоках седиментационными ловушками приобретают особый интерес. Характерен состав подледных потоков рассеянного осадочного вещества на Северном полюсе в конце зимы: общий поток 37 мг/м<sup>2</sup>/сут, поток органического углерода 7.4 мгС/м<sup>2</sup>/сут (таблица). Эти величины согласуются с зимними значениями подледных потоков

рассеянного осадочного вещества, измеренными в других районах Арктики. В среднем, для зимнего сезона, значения потоков составили: общий поток около 50 мг/м<sup>2</sup>/сут, поток органического углерода 4.5 мгС/м<sup>2</sup>/сут [10, 11].

Наши измерения подледных потоков под припаем Антарктики в начале зимнего сезона показывают следующие средние значения: общий поток 43 мг/м<sup>2</sup>/сут, поток органического углерода 4.1 мгС/м<sup>2</sup>/сут (таблица), эти порядки величин хорошо согласуются с подобными результатами исследований наших коллег на припайном ледовом лагере в море Уэдделла [12]. Необходимо отметить, что в весенне-летний сезон потоки осадочного вещества могут увеличиваться на порядок [13].

Таблица. Подледные вертикальные потоки осадочного вещества: общий поток (мг/м<sup>2</sup>/сут) и его биогенная составляющая – поток С<sub>орг</sub> (мгС/м<sup>2</sup>/сут), по нашим и литературным данным в Центральной Арктике и Антарктике.

Координаты	Дата	Горизонт, м	Общий поток, мг/м <sup>2</sup> /сут	Поток С <sub>орг</sub> , мгС/м <sup>2</sup> /сут	Источник
Центральная Арктика					
N 89°37.02'; W 08° 37.12'	04.2007	20	52	10	[8]
	04.2008	30	27	4.4	
		70	31	7.8	
N 85°17' E 122°32'	09.2012	5	100	–	[10]
		25	150	11	
N 81°04.5'; E 138°54.0'	04.1995– 04.1996	150	12–196	5.1	[11]
Антарктика					
S 66°29.93'; E 92°58.19'	04.2001	25	36	4.1	[11]
		50	57	11	
		75	56	16	
S 69°12.57'; E 76°17.49'	05.2001	25	34	3.1	
		50	29	1.3	
		75	55	0.8	
S68°3.74'; W54°54.55'	11.2004	10	108	8.1	[13]
		70	52	6.2	
	12.2004	10	95	20	
70		53	4.0		

**Выводы.** Таким образом, значения подледных потоков в Арктике и Антарктике измеренные в зимнем сезоне, близки в своих средних величинах, это обусловлено схожестью условий ледовой седиментации высоких широт. В морских льдах одинаковы механизмы накопления осадочного материала, которые происходят в основном за счет первичного захвата взвеси новообразованным льдом, и дальнейшей биологической активности планктона внутри льдов, а также эоловой поставки материала со снегом [14]. В дальнейшем, при таянии морского льда идет активная

разгрузка накопленного материала в областях разгрузки: для Арктики – это пролив Фрама, для Антарктики – это обширная область Южного океана. Безусловно, присутствуют и особенности, так для морских льдов Арктики характерно большее содержание терригенного и антропогенного материала (в том числе и терригенной органики), поскольку Арктика окружена континентами, с которых материал активно выдувается ветрами, а также присутствует достаточно мощный речной сток, который также поставляет огромное количество терригенного и антропогенного материала, захватываемого морскими льдами [15]. Условия в Антарктике иные, так континент практически полностью покрыт ледовым щитом, небольшие выходы скальных пород не являются мощными поставщиками терригенного материала, поэтому, морской лед Антарктики накапливает значительную долю биогенной составляющей. Это и показали наши исследования: содержание органического углерода в морском льду Антарктики в разы выше, чем в Арктике [11].

Исследование проведено в рамках Государственного задания Минобрнауки России, тема № 0128-2021-0006; обработка материала обеспечена грантами: РФФИ № 19-17-00234 (эколого-геохимические исследования), РФФИ №№ 19-05-00787 (потoki вещества), 19-05-50090 (микрочастицы).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lisitzin A.P. Marine ice-rafting as a new type of sedimentogenesis in the Arctic and novel approaches to studying sedimentary processes // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. № 1. P. 12–47.
2. Stein R. Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment // *Developments in Marine Geology*. V. 2. Elsevier, 2008. 592 p.
3. Vancoppenolle M., Meiners K.M., Michel C., Bopp L., Brabant F., Carnat G., Van Der Merwe P. Role of sea ice in global biogeochemical cycles: emerging views and challenges // *Quaternary science reviews*. 2013. V. 79. P. 207–230.
4. Левитан М.А. Скорости седиментации отложений последних пяти морских изотопных стадий в Северном Ледовитом океане // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 3. С. 470–479.
5. Левитан М.А., Лейченко Г.Л. История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в Южном океане // *Литология и полезные ископаемые*. 2014. № 2. С. 115–136.
6. Lisitzin A.P. *Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2002. 563 p.
7. Новигатский А.Н., Лисицын А.П. Концентрация, состав и потоки рассеянного осадочного вещества в снежно-ледовом покрове околорайонного района Арктики // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 449–453.
8. Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Ключиткин А.А. Рассеянное

осадочное вещество в морской криосистеме: снег–дрейфующий лед–подледная вода Арктики и Антарктики // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 740–746.

9. Агатова А.И., Лапина Н.М. Органическое вещество во льдах высоких широт Баренцева моря // *Опыт системных океанологических исследований в Арктике*. М.: Новый мир, 2001. С. 222–225.

10. Lalande C., Nöthig E.M., Somavilla R., Bauerfeind E., Shevchenko V., Okolodkov Y. Variability in under-ice export fluxes of biogenic matter in the Arctic Ocean // *Global Biogeochemical Cycles*. 2014. V. 28. № 5. P. 571–583.

11. Novigatsky A.N. Dispersed sedimentary material in the snow and ice cover of the Central Arctic and its fluxes to the bottom // *The Arctic: Current Issues and Challenges* / Pokrovsky O.S., Kirpotin S.N., Malov A.I. (Eds.). NY: Nova Science Publishers. 2020. P. 393–404.

12. Michels J., Dieckmann G.S., Thomas D.N., Schnack-Schiel S.B., Krell A., Assmy P., Cisewski B. Short-term biogenic particle flux under late spring sea ice in the western Weddell Sea // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2008. V. 55 (8–9). P. 1024–1039.

13. Pilskaln C.H., Manganini S.J., Trull T.W., Armand L., Howard W., Asper V. L., Massom R. Geochemical particle fluxes in the Southern Indian Ocean seasonal ice zone: Prydz Bay region, East Antarctica // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2004. V. 51 (2). P. 307–332.

14. Shevchenko V.P., Vinogradova A.A., Lisitzin A.P., Novigatsky A. N., Panchenko M.V., Pol'kin V.V. Aeolian and ice transport of matter (including pollutants) in the Arctic // *Implications and Consequences of Anthropogenic Pollution in Polar Environments. From Pole to Pole* / R. Kallenborn (Ed.). Berlin: Springer, 2016. P. 59–73.

15. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 231 с.

On the basis of monthly polygons in the Arctic and Antarctic, sub-ice fluxes of sedimentary matter were studied. The fluxes of sedimentary matter from the bottom of the sea ice to the bottom are calculated.

**Новичкова Е.А., Матуль А.Г., Козина Н.В., Малафеев Г.В.,  
Киреенко Л.А., Якимова К.С., Грачева Е.В., Будько Д.Ф.,  
Булохов А.В., Чернов В.А., Кравчишина М.Д.**

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

**Литологические и палеоокеанологические исследования  
Гренландской котловины и континентальной окраины  
Шпицбергена в 84-м рейсе НИС «Академик Мстислав  
Келдыш» в 2021 году**

**Novichkova E.A., Matul A.G., Kozina N.V., Malafeev G.V.,  
Kiriyeenko L.A., Yakimova K.S., Gracheva E.V., Budko D.F.,  
Bulohov A.V., Chernov V.A., Kravchishina M.D.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Lithological and paleoceanological investigations of the  
Greenland Basin and the continental margin of Spitsbergen in  
the 84<sup>th</sup> cruise of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh* in 2021**

Ключевые слова: донные осадки, Гренландская котловина, Шпицберген, турбидиты, газогидраты, пролив Фрама, голоцен, Баренцево море

Геологические работы в 84-м рейсе АМК были направлены на отбор осадков в ключевых с точки зрения палеоокеанологии районах субполярной Северной Атлантики и Баренцева моря. Дальнейшая обработка позволит проследить изменения в поступлении атлантической воды в высокие широты, что является основным фактором формирования как современного, так и древнего климата нашей планеты, и как следствие, лимитирующим фактором для ответного арктического сигнала вследствие формирования и выноса многолетнего морского льда через пролив Фрама и поступления полярной воды с холодным Восточно-Гренландским течением. Кроме того, проводились исследования в отложениях очагов разгрузки флюидов для оценки их роли в современных седиментационных системах Европейской Арктики.

Геологические работы в 84-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (АМК) проходили в водах Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева моря (рис.). Основными районами исследования в соответствии с планами экспедиции стали: глубоководная часть Гренландской котловины, северная часть Восточно-Гренландского хребта, приразломная зона в районе соединения хребтов Мона и Книповича, западная и северо-западная оконечности континентального шельфа Шпицбергена (хребет Вестнезе, плато Ермак, бассейн Софии и трог Хинлопен). В Баренцевом море работами охвачены трог Орли и Эрик-Эриксона.

Для отбора проб донных осадков использовались: дночерпатели «Океан-

50» (площадь захвата 0.25 м<sup>2</sup>), мультикорер Mini Muc К/МТ 410 и гравитационный геологический пробоотборник ГПП-8-147 (ТБД). После отбора осадков производилось макроскопическое изучение полученных колонок осадков и мини-кернах (вырезки): механический состав, цвет, консистенция, пластичность, включения, текстура, характер границы между слоями, ориентировка слоев, их ритмичность, наличие линз и примазок. Затем определялись основные физические свойства: цветовые характеристики спектрофотометрическим методом, магнитная восприимчивость с помощью каппа-метра, рН среды и окислительно-восстановительный потенциал. Проводились микропалеонтологические исследования современных бентосных сообществ фораминифер, а также экспресс-анализ микрофоссилий в кернах осадков.

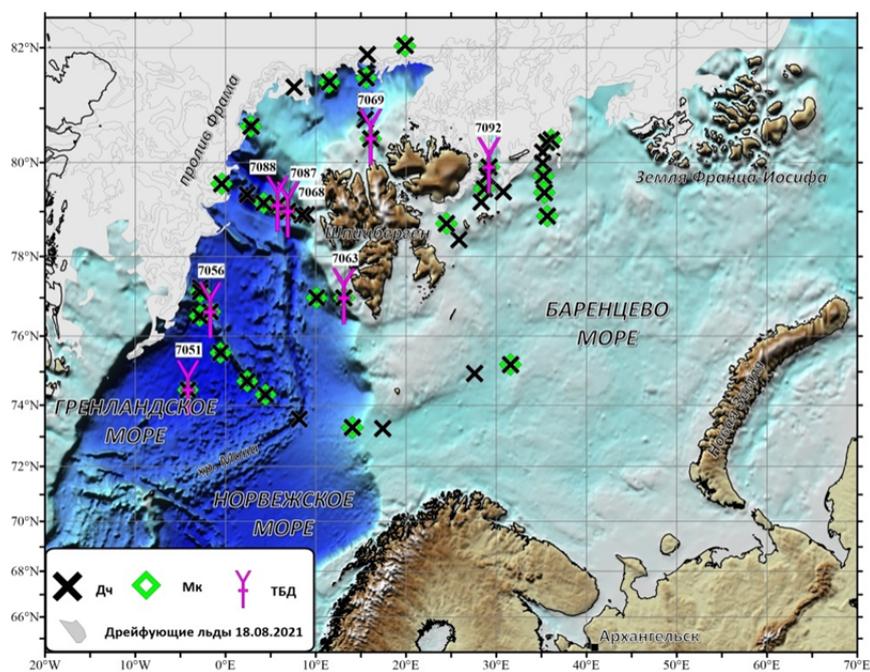


Рисунок. Карта станций отбора осадков в 84-м рейсе АМК.

Основной целью работы являлось исследование современной и древней седиментационной систем, а также получение материала для высокоразрешающих реконструкций распространения атлантической воды в проливе Фрама, вдоль западного континентального склона Евразии и в Баренцевом море. Одним из направлений исследования осадков было изучение их состава в районах очагов разгрузки флюидов, как горячих (гидротермальных), так и холодных (сиповых).

Первым районом наших исследований стал Гренландский бассейн, в котором отобраны 2 колонки донных осадков. Ст. 7051 (центральная абиссальная равнина Гренландского бассейна) и ст. 7056 (зона сочленения континентального склона Гренландии и Восточно-Гренландского хребта) расположены в районе пересечения возвратной ветви теплого Северо-Атлантического течения с холодным Восточно-Гренландским течением в зоне Полярного фронта и на путях транзита айсбергов, откалывающихся от Гренландского ледникового щита. Дальнейшее изучение колонок донных осадков позволит проследить изменения как гидрологических условий, так и, вероятно, сейсмоактивности, известной в данном районе и в настоящее время. В районе ст. 7051 (длина колонки 128 см) вскрыты алевроитопелитовые осадки красновато-коричневого и коричневого цветов с прослоями и линзами песчаного материала. Осадки со ст. 7056 сложены алевроитопелитовыми и песчано-алевритопелитовыми илами серо-голубых (450–465 см) и коричневых (0–450 см) оттенков с песчаными прослоями. В обеих колонках возможные турбидитовые слои позволяют предположить несколько оползневых событий, произошедших на континентальном склоне Гренландии за последние 190 тыс. лет.

Вторым крупным районом наших исследований являлась зона западного и северо-западного шельфа и континентального склона Шпицбергена в проливе Фрама. В данном районе проходит главная ветвь Северо-Атлантического течения (Западно-Шпицбергенское течение), огибающего Шпицберген с севера. Изучение осадков из данного района позволит уточнить информацию о несинхронности наступления максимума видового разнообразия по мере продвижения теплых атлантических водных масс с юга на север во время дегляциации. Южная станция на данном разрезе (ст. 7063, длина колонки 516 см) вскрывает стратифицированную толщу голоценовых осадков (алевритопелитовые илы коричневых оттенков, обводненные с малакофауной) с хорошо выраженной переходной зоной (на глубине примерно 440 см) к плейстоценовым отложениям. По мере продвижения на север мощность голоценовых отложений уменьшается, а процессы дегляциации в данном районе осложняются тектоническими процессами.

Согласно литературным данным [1–3], на хребте Вестнезе благодаря эвстатическим подвижкам земной коры в районе Шпицбергена во время таяния ледника (около 23550–24080 кал.л.н.) происходило активное высвобождение метана из его природных резервуаров, которое привело к образованию уникальной системы метановых сипов. Данное явление продолжается в настоящее время и его изучение является одним из приоритетных направлений морской геологии в мировом научном сообществе. В нашем рейсе проведен пробоотбор на наиболее известных участках этой системы метановых сипов – покмарках Луми и Лунде, (ст. 7068 и 7087, соответственно) с целью изучения продолжительности,

палеоокеанологических условий и процессов формирования зоны перехода сульфат–метан (sulfate-methane transition zone, SMTZ). В колонках вскрыты газонасыщенные алеврито-пелитовые осадки серых оттенков, содержащие пластины газогидрата и аутигенные карбонатные корки. По данным изучения колонок на борту и предварительным результатам сканирования системой комплексного исследования кернов MSCL-XYZ, колонкой 7068 вскрыты осадки возраста ~35 тыс. кал.лет. При отборе колонки 7087 был проведен эксперимент по шоковой заморозке ненарушенного керна донных осадков при минус 22°C. Дальнейшее изучение керна будет проведено в стационарных условиях в ИО РАН. Колонка 7088 отобрана на хребте Вестнезе в качестве фоновой и находится вне зоны высачивания метана. Здесь вскрыты алеврито-пелитовые осадки оливково-серых и оливково-коричневых цветов с большим количеством примазок гидротроилита. Также как и в колонках из покмарков (7068 и 7088), в колонке из фонового района отмечен стратиграфический горизонт, связанный с разгрузкой талых ледниковых вод во время последней дегляциации (~24 тыс. кал.л.н. [3]). Осадки данного горизонта встречаются практически во всех колонках окраины континентального шельфа Шпицбергена и сложены алеврито-пелитовым материалом более темных оттенков (насыщенного буровато-коричневого цвета) с примесью грубообломочного плохо сортированного материала [4].

Следующими объектами для изучения стали субмеридиональные трогги Хинлопен и Орли, и частично субширотный трог Эрик-Эриксона. В каждом из указанных районов отобраны колонки донных осадков (ст. 7069 и 7092), вскрывающие толщу верхнеплейстоценовых-голоценовых отложений без видимых перерывов в осадконакоплении. Колонки сложены алеврито-пелитовыми илами коричневых и серо-коричневых оттенков с примесью грубозернистого материала в нижних частях разрезов. На ст. 7092 на глубине 210–215 см отмечен песчаный прослой с примесью гравийного материала розовых и бело-розовых оттенков, вероятно образованный материалом айсбергового разноса во время разрушения ледника. Уникальность этих разрезов донных осадков состоит в том, что в недавнем прошлом трогги севера Баренцева моря, как правило, были малодоступны для исследований из-за ледяного покрова и сложной ледовой ситуации в короткий летний сезон. Поэтому знания о плейстоцен-голоценовых отложениях этого района и палеоокеанологических условиях, сложившихся после максимума последнего оледенения (~22–19 тыс. кал.л.н.), еще весьма фрагментарны.

Таким образом, по результатам экспедиции планируется, во-первых, дополнить и уточнить информацию по палеоокеанологии Норвежско-Гренландского бассейна в плейстоцене-голоцене по колонкам, отобранным в Гренландской котловине. Во-вторых, предполагается развить и детализировать представления о палеоседиментации и палеоэкологии на

шельфе и континентальном склоне Шпицбергена, а также в трогах северо-западной части Баренцева моря.

Авторы признательны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», А.А. Ключиткину, В.Д. Володину и всем участникам экспедиции за всестороннюю помощь при отборе донных осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проекты № 20-17-00157 (литолого-геохимические исследования в отложениях очагов разгрузки флюидов) и № 21-17-00235 (палеоокеанологические исследования).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Schneider A., Panieri G., Leland A. et al. Methane seepage at Vestnesa Ridge (NW Svalbard) since the Last Glacial Maximum // *Quat. Sci. Rev.* 2018. V. 193. P. 98–117.
2. Szybor, K., Rasmussen T.L. Late glacial and deglacial palaeoceanographic changes at Vestnesa Ridge, Fram Strait: Methane seep versus non-seep environments // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2017. V. 476. P. 77–89.
3. Szybor K., Rasmussen T.L. Diagenetic disturbances of marine sedimentary records from methane-influenced environments in the Fram Strait as indications of variation in seep intensity during the last 35 000 years // *Boreas.* 2017. V. 46. P. 212–228.
4. Jessen S.P., Rasmussen T.L., Nielsen T., Solheim A. A new Late Weichselian and Holocene marine chronology for the western Svalbard slope 30,000-0 cal years BP // *Quat. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 1301–1312.

Geological work in the 84<sup>th</sup> AMK cruise was focused on collecting sediments in key areas of the subpolar North Atlantic and the Barents Sea from the point of view of paleoceanology. Further processing will make it possible to trace changes in the Atlantic water inflow to high latitudes, which is a major factor in the formation of both the modern and ancient climate of our planet, and as a consequence, a limiting factor for the Arctic response due to the formation and export of perennial sea ice through the Fram Strait and the arrival of polar water with the cold East Greenland Current. In addition, studies were carried out in the sediments of fluid discharge chambers to assess their role in the modern sedimentary systems of the European Arctic.

**Обрезкова М.С., Цой И.Б., Колесник А.Н., Астахов А.С.**  
(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: obrezkova@poi.dvo.ru)

**Реконструкция природной среды голоцена южной части Чукотского моря на основе диатомового анализа и химического состава отложений**

**Obrezkova M.S., Tsoy I.B., Kolesnik A.N., Astakhov A.S.**  
(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Reconstructing of Holocene environment in the southern Chukchi Sea based on diatom analysis and chemical composition of sediments**

Ключевые слова: ледовые условия, диатомовый анализ, донные осадки, Чукотское море

Природная среда в среднем и позднем голоцене на шельфе восточной Арктики может быть реконструирована на основе комплексного анализа микропалеонтологических данных и химического состава осадков, отложившихся за период наблюдений. Установлено, что основным фактором, влияющим на изменчивость ледяного покрова в южной части Чукотского моря, является интенсивность притока теплой тихоокеанской воды через Берингов пролив и ее взаимодействие с холодным Прибрежным сибирским течением.

За последние десятилетия в летне-осенний период произошло заметное увеличение площадей, свободных ото льда, что значительно превышает значения, рассчитанные с использованием моделей, основанных на увеличении выбросов парниковых газов в результате деятельности человека [1, 2]. Поэтому при разработке прогнозных моделей важно учитывать периодичность и значимость природных процессов [3]. Эти факторы особенно важны в случае Чукотского и Восточно-Сибирского морей, которые демонстрируют самые высокие темпы изменений окружающей среды, зафиксированные в истории. В последние 40–50 лет было зафиксировано сильное локальное сокращение (максимальное для арктических регионов) ледяного покрова летом [4], наряду с резкими изменениями среднегодовой температуры [5].

Целью исследования было изучение влияния Тихоокеанских вод на ледовые условия в южной части Чукотского моря за последние 4000–5000 лет. Была проведена количественная реконструкция ледовых условий с использованием трансферных функций, разработанных на основе химического состава морских отложений [6]. Было проведено сравнение результатов с вариациями палеоокеанологических условий, полученными на основе изучения диатомовых водорослей, поскольку последние обеспечивали наибольшие информативные прокси-данные для

рассматриваемого региона [7, 8].

Материалом для данной работы послужила колонка LV77-3-1, отобранная в 77 рейсе НИС "Академик Лаврентьев" в 2016 г. с выходом керна 333 см. Датирование проводилось методом ускоренной масс-спектрометрии (AMS) по раковинам моллюсков в радиоуглеродной лаборатории BETA Analytic Inc. Общий химический состав отложений определяли рентгенофлуоресцентным методом на энергодисперсионном спектрометре ARL Quant'X, Thermo Fisher Scientific Inc. Обработка образцов для диатомового анализа проводилась по стандартной методике [9].

При анализе полученных геохимических и микропалеонтологических данных выделены несколько этапов формирования донных осадков, вскрытых колонкой.

Средний голоцен (4.8–3.6 тыс. лет назад). Как в северной, так и в южной части Чукотского моря этап среднего голоцена отмечен сокращением ледяного покрова наряду с относительно высокой (но переменной) продолжительностью безледного периода из-за интенсивного притока тихоокеанских вод [10]. В диатомовых комплексах преобладали криофильные виды, *Thalassiosira nordenskioldii* и *Bacterosira bathyomphala*, характерные для шельфовых вод Берингова моря. В отдельных слоях преобладала *Thalassiosira antarctica*, типичная для вод сибирского прибрежного течения. Вероятно, в этот период времени на ледовые условия, повышение биопродуктивности и состав диатомовых сообществ повлияло проникновение более теплой воды с Берингова шельфа.

Поздний голоцен (3.6–1.5 тыс. лет назад). В позднем голоцене изменения ледяного покрова были незначительны и четкой тенденции не наблюдалось. Длительность безледного периода в начале этого этапа была довольно короткой. Следующий интервал был отмечен небольшим увеличением ее продолжительности и большей вариабельностью из-за поступления теплых вод Аляскинского прибрежного течения. Позже ледовые условия стабилизировались, а биопродуктивность оставалась высокой, что было обусловлено смешиванием беринговоморских шельфовых вод и сибирского прибрежного течения.

Конец позднего голоцена (1.5 тыс. лет назад до 1980 г. н.э.). Период, отмеченный суровыми ледовыми условиями и более короткой продолжительностью безледного периода, был выделен ранее с другими хронологическими границами [10].

Современная деградация ледяного покрова (1980–2016). Недавнее разрушение ледяного покрова в Арктике регистрируется спутниковым зондированием с 1979 г. [11]. В Чукотском море увеличение продолжительности безледного периода в это время хорошо документировано инструментальными наблюдениями [12]. Как видно из распределения сообществ диатомовых водорослей в поверхностных отложениях [13], в южной части моря преобладает или сильно влияет вода

Аляскинского прибрежного течения, в то время как наблюдения в Беринговом проливе предполагают повышенное влияние берингоморских вод [14, 15]. Можно заключить, что на этом этапе (как и на предыдущих этапах) изменения ледовой обстановки и биопродуктивности, восстановленные по керну LV77-3-1, зависели от влияния берингоморских вод и структуры течений в Чукотском море.

Наше исследование показывает, что ледовая обстановка на шельфе восточной Арктики в среднем и позднем голоцене может быть реконструирована на основе комплексного анализа микропалеонтологических данных и химического состава осадков, отложившихся за период наблюдений. Установлено, что основным фактором, влияющим на изменчивость ледяного покрова в южной части Чукотского моря, является интенсивность притока теплой тихоокеанской воды через Берингов пролив и ее взаимодействие с холодным Прибрежным сибирским течением.

Работа выполнена при поддержке РФФ, грант 21-17-00081.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L09501. doi:10.1029/2007gl029703.
2. Meier W.N., Hovelsrud G. K., van Oort B.E.H., Key J.R., Kovacs K.M., Michel C., Haas C., Grauskog M.A., Gerland S., Petrovich D.K., Makshtas A., Reist. J.D. Arctic sea ice in transformation: A review of recent of observed changes and impacts on biology and human activity // *Rev. of Geophys.* 2014. V. 51. P. 185–217.
3. Haigh J.D., Lockwood M., Giampapa M.S. *The Sun, Solar Analogs and the Climate.* Saas-Fee Advanced Courses. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. doi:10.1007/3-540-27510-x.
4. Wood K.R., Wang J., Salo S.A., Stabeno P.J. The Climate of the Pacific Arctic: During the First RUSALCA Decade 2004–2013 // *Oceanography.* 2015. V. 28. P. 24–35.
5. Stone R.S. Variations in western Arctic temperatures in response to cloud radiative and synoptic-scale influences // *J. Geophys. Res.-Atmos.* 1997. V. 102. P. 21769–21776. doi:10.1029/97jd01840.
6. Astakhov A., Xuefa Shi, Darin A., Kalugin I., Limin Hu, Tsoy I., Babich V., Kolesnik A., Obrezkova M., Alatortsev A., Plotnikov V. Reconstructing ice conditions in the southern Chukchi Sea during the last millennium based on chemical composition of sediments and diatom assemblages // *Marine Geology.* 2020. V. 427. 106220. doi: 10.1016/j.margeo.2020.106220.
7. Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Дервянко Л.Г., Ключиткина Т.С., Поляк Л.В., Полякова Е.И., Рекант П.В., Степанова А.Ю. Развитие природной среды южной части Чукотского моря в голоцене // *Океанология.* 2014. Т. 54.

№ 4. С. 505–517. doi: 10.7868/S0030157414030010.

8. Цой И.Б., Обрезкова М.С., Аксентов К.И., Колесник А.Н., Панов В.С. Позднеголоценовые изменения среды юго-западной части Чукотского моря на основе диатомей // Биология моря. 2017. Т. 43. № 4. С. 246–255.

9. Жузе А.П., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова-Порецкая В.С. Методика исследования // Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Л.: Наука, 1974. С. 50–79.

10. Stein R., Fahl K., Schade I., Manerung A., Wassmuth S., Niessen F., Nam S.-I. Holocene variability in sea ice cover, primary production, and Pacific-Water inflow and climate change in the Chukchi and East Siberian Seas (Arctic Ocean) // *J. Quaternary Sci.* 2017. V. 32 (3). P. 362–379.

11. Notz D. Arctic sea ice seasonal-to-decadal variability and long-term change // *Pages Magazine.* 2017. V. 25(1). P. 14–19. doi: 10.22498/pages.25.1.14.

12. Astakhov A.S., Sattarova V.V., Xuefa S., Limin H., Aksentov K.I., Alatorsev A.V., Kolesnik O.N., Mariash A.A. Distribution and Sources of Rare Earth Elements in Sediments of the Chukchi and East Siberian Seas // *Polar Sci.* 2019. V. 20. P. 148–159. doi: 10.1016/j.polar.2019.05.005.

13. Astakhov A.S., Bosin A.A., Kolesnik A.N., Obrezkova M.S. Sediment Geochemistry and Diatom Distribution in the Chukchi Sea: Application for Bioproductivity and Paleoceanography // *Oceanography.* 2015. V. 28. P. 190–201. doi:10.5670/oceanog.2015.65.

14. Woodgate R.A. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Prog. Oceanogr.* 2018. V. 160. P. 124–154. doi: 10.1016/j.pocean.2017.12.007, 2018.

15. Østerhus S., Woodgate R., Valdimarsson H., Turrell B., de Steur L., Quadfasel D., Olsen S.M., Moritz M., Lee C.M., Larsen K.M.H., Jónsson S., Johnson C., Jochumsen K., Hansen B., Curry B., Cunningham S., Berx B. Arctic Mediterranean exchanges: a consistent volume budget and trends in transports from two decades of observations // *Ocean Sci.* 2019. V. 15. P. 379–399. doi: 10.5194/os-15-379-2019.

Middle and Late Holocene environment on the shelf of the eastern Arctic can be reconstructed based on a comprehensive analysis of micropaleontological data and the chemical composition of sediments deposited over the observation period. It was found that the main factor influencing the variability of the ice cover in the southern part of the Chukchi Sea is the intensity of the inflow of warm Pacific water through the Bering Strait and its interaction with the cold Coastal Siberian Current.

**Пижанкова Е.И.<sup>1</sup>, Гаврилов А.В.<sup>1</sup>, Кучейко А.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, e-mail: pijankova@yandex.ru; <sup>2</sup>Компания «РИСКСАТ», Москва)

**Факторы рельефообразования на мелководьях  
и в береговой зоне арктического шельфа**

**Pizhankova E.I.<sup>1</sup>, Gavrilov A.V.<sup>1</sup>, Kucheiko A.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow; <sup>2</sup>RISKSAT Company, Moscow)

**Factors of relief formation on the shoals and the coastal zone of  
the Arctic shelf**

Ключевые слова: арктический шельф, мелководья, рельефообразование, осадконакопление, отступление берегов, подледниковый рельеф, космоснимки

Рассмотрены факторы рельефообразования на шельфе арктических морей. Активизация этого процесса в XXI веке связана с современным потеплением климата и сокращением ледовитости, что приводит к доминирующей роли гидродинамических процессов. Таяние ледников обнажает подледниковый рельеф.

Рельефообразование на шельфе арктических морей отличается рядом особенностей. Несмотря на короткий период открытой воды, среднегодовые скорости многих береговых процессов того же порядка (и даже больше), как и в низких широтах.

Факторы рельефообразования традиционно разделяются на 2 группы: эндогенные и экзогенные. Среди эндогенных следует отметить эмиссию газов (метана), ныне повсеместно фиксируемую на восточно-арктическом шельфе России. Экзогенные факторы целесообразно подразделить на денудационные и аккумулятивные. К денудационной группе процессов можно отнести отступление берегов под действием термоабразии и термоденудации; углубление моря за счет просадок при вытаивании подземного льда в донных отложениях и донной термоабразии; обнажение подледникового рельефа и образование островов по периферии ледниковых систем при деградации выводных ледников.

Изучению отступления берегов под действием термоабразии и термоденудации посвящено значительное количество работ. В их изучении используются как полевые, так и дистанционные методы. Накоплен значительный объем данных о скоростях отступления льдистых берегов, однако выявлению закономерностей их изменения, как в пространстве, так и во времени, препятствует отсутствие единой методики и различные интервалы проведения повторных съемок. Тем не менее, отмечается повсеместный рост скоростей отступления в последние два десятилетия, что связано с климатическими изменениями и сокращением ледовитости арктических морей.

Общая тенденция в динамике морского дна направлена на выравнивание рельефа. В береговой зоне, а также на мелководьях основным рельефообразующим фактором является волновая деятельность. В изучении аккумулятивных процессов в высокоширотной Арктике огромную роль играют дистанционные методы, позволяющие проследить динамику береговых форм и новообразование островов на мелководьях. Современное потепление климата и увеличение безледного периода приводит к образованию малых островов и банок за счет аккумуляции песчаных отложений на возвышенностях морского дна. Этот факт фиксируется на материалах разновременных космических съемок (рис. 1), а также получает подтверждение и объяснение, исходя из анализа данных исследований донных осадков и литологических карт.

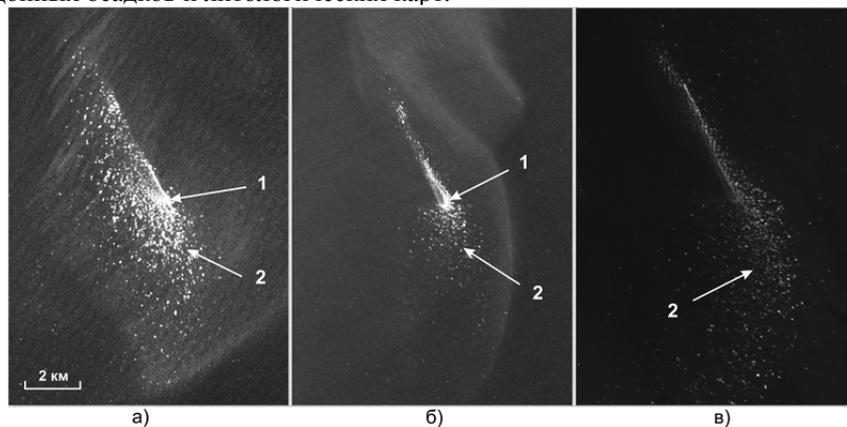


Рис. 1. Изображение Васильевской банки на KC Landsat-7,-8, ©USGS  
а – Landsat-7, 12.08.2007; б – Landsat-8, 10.08.2018; в – Landsat-8, 19.07.2020;  
1 – остатки стамухи, 2 – буруны на мелководье.

То или иное проявление процессов рельефообразования зависит от секторальности. В Баренцевоморском секторе в проявлении динамики значительную роль играют гидродинамические процессы, поскольку в отличие от восточных морей большую часть года акватория свободна от морских льдов. За счет твердого стока крупных рек в сочетании с гидродинамическими процессами происходит образование островов по контурам авандельт. Таковы, например, острова и косы по внешнему краю Печорской губы (о-ва Гуляевские Кошки, коса Русский Заворот), Гыданской губы и Енисейского залива.

Наиболее суровым в климатическом и мерзлотном отношении является Восточно-Сибирский сектор. Здесь в похолодания позднего неоплейстоцена шельф осушался, и формировались отложения ледового комплекса. В ходе фландрской трансгрессии моря он расчленился на острова. Некоторые из

них (о-ва Васильевский, Семеновский, Фигурина, Диоида) были разрушены в середине XX века, другие (о-ва Муостах, Макар, Шелонские) существуют до сих пор. Их размеры сокращаются под действием термоабразии и термоденудации.

В 2000-х годах происходило повышение Васильевской банки, завершившееся образованием острова Яя. Он не единственный из новообразованных островов в Восточно-Сибирском секторе. Раньше, чем о. Яя к северу от о. Котельный на банке Фигурина, образовался о. Наносный. Он зафиксирован на топографических картах уже в 1980-х годах спустя 20-30 лет после разрушения о. Фигурина. Талые донные осадки, доступные для перемещения и аккумуляции, образуются здесь в результате сгонно-нагонных процессов, которые фиксируются по изменению характера береговой линии и подводного берегового склона в губе Драгоценная (о. Котельный). Возможность отображения на КС о-вов Яя и Наносный связана с положительными вертикальными движениями земной коры на этих участках, выявляемых, несмотря на повышение уровня моря, идущего со скоростью 3 мм/год. Оба острова приурочены к положительным морфоструктурам молодой эпикиммерийской платформы.

Многолетнее промерзание при образовании мелей и островов способствует фиксации их местоположения. Об этом процессе свидетельствует, в частности, формирование современных полигональных форм вследствие морозобойного растрескивания на голоценовых косах малых островов. Лучше всего они выражены со стороны лагуны, поскольку защищены от прямого волнового воздействия моря и имеют более тонкий состав осадков (глины, илы, пелиты). При изучении снимков с высоким пространственным разрешением эти формы обнаружены на островах в притаймырской части Карского моря.

Сопоставление летнего и весеннего снимков юго-западной оконечности о. Русский (архипелаг Норденшельда в Карском море) показывает роль кос, являющихся плотинами, превращающими долины ручьев в подпрудные бассейны. Сначала разрушается припай во внутренней лагуне, а заканчивается на границе внешней лагуны с морем. Основным агентом разрушения припая являются полые воды. Обычно косы считаются результатом деятельности морского волнения. Однако в этой широтной зоне важную роль в образовании кос и баров играют ледовые процессы. Считается, что бульдозерное перемещение льдов и донных осадков вверх по подводному береговому склонудрейфующими льдами под напором прижимных ветров – один из основных процессов, способствовавших образованию барьерных островов у берегов Аляски (рис.2).

В ряде случаев осадконакопление может совершаться в волновой или ветровой тени стамух. На застамушенных участках после стаивания стамух осадки могут быть опреснены, что облегчает их промерзание и благоприятствует осадконакоплению. В холодные годы, по-видимому,

имеет место также погребение поверхностных льдов(остатков припая, стамух, айсбергов) морскими осадками. С их последующим вытаиванием могут быть связаны причлененные к ранее существовавшим островам дугообразные косы и бары, формирующие лагуны, которых особенно много в северной части Карского моря, где связь лагун с ранее захороненными стамухами или айсбергами наиболее вероятна.

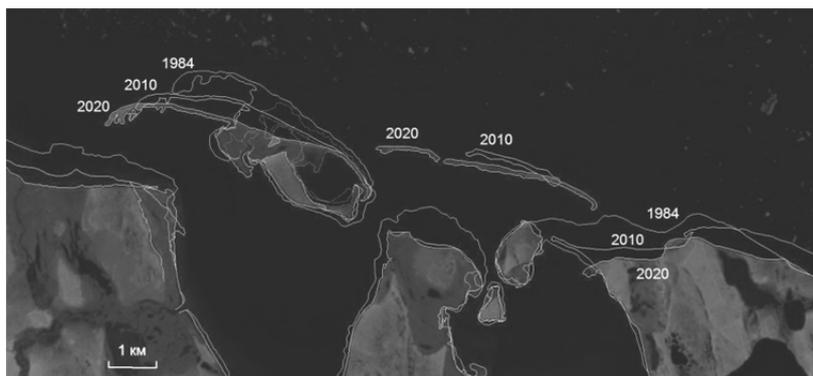


Рис. 2. Динамика береговых процессов на участке южного берега моря Бофорта к северу от оз. Тешекпук (Аляска).

Современное сокращение арктических ледников обнажает подледниковый рельеф. Поэтому, а также в связи с положительными гляциоизостатическими движениями в береговой зоне на периферии ледниковых систем Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и островных ледников Шмидта, Ушакова появляются новые острова, сложенные скальными породами (рис. 3).

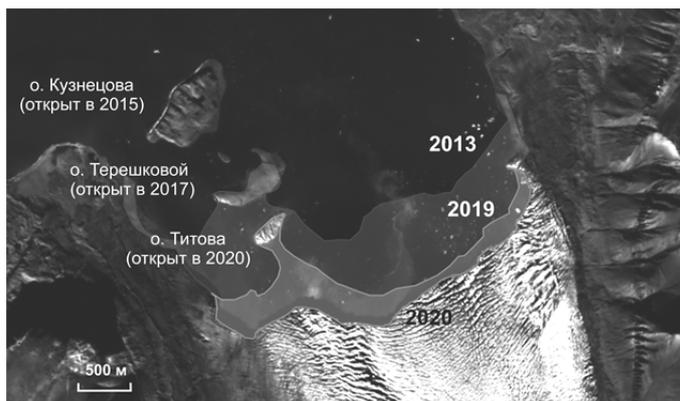


Рис. 3. Деградация ледника Вилькицкого (Южного) и образование островов

В результате быстрого отступления фронта ледников Вилькицкого (Южного) и Розе (архипелаг Новая Земля) образовались два малых острова. Обилие спутниковых данных позволило достаточно точно зафиксировать дату образования островов. Так, остров у ледника Вилькицкий (Южный) площадью 5.6 га (временное название – о. Титова) возник 09.07.2020г. и подтвержден экспедицией «Арктические Архипелаги-2020».

Общие потери площади ледника Вилькицкий (Южный) в 2020 г. составили около 1 км<sup>2</sup>, что составляет примерно треть всех потерь ледника с 2013 г. (3.5 км<sup>2</sup>). Второй малый остров появился в августе 2020 г. у выводного ледника Розе со стороны Карского моря. Потеря площади ледника Розе в 2020 г. составила 0.6 км<sup>2</sup>, а за последние семь лет (2013–2020 гг.) – 2.2 км<sup>2</sup>. Площадь ледника, покрывавшего остров Месяцева (архипелаг Земля Франца Иосифа) сократилась за период 2010–2019 с 1.03 км<sup>2</sup> до 0.25 км<sup>2</sup>, а в 2021 г. ледник полностью деградировал, обнажив коренные породы.

#### Выводы

1. На мелководьях и в береговой зоне арктических морей рельефообразование осуществляется с участием геокриологических, ледовых, гляциальных, гидродинамических и аллювиально-морских процессов.

2. В Восточно-Сибирском секторе в течение XVII–XX веков размывались острова-останцы ледового комплекса позднего неоплейстоцена и банки, сформировавшиеся на их месте. На рубеже XX и XXI веков на банках вследствие сокращения ледовитости морей и увеличения роли гидродинамических процессов начинается осадконакопление с образованием островов.

3. Осадконакопление на мелководьях отражается на космических снимках для морфоструктур, испытывающих тектоническое поднятие, темп которого соизмерим или превосходит скорость повышения уровня моря.

4. Важную роль в рельефообразовании играют ледовые процессы. Они стимулируют осадконакопление за счет перемещения донных осадков дрейфующим льдом, способствуют промерзанию, опресняя грунты на местах посадки стамух, обеспечивают защиту новообразованных островов и банок от штормов.

5. Современное сокращение арктических ледников обнажает подледниковый рельеф. Поэтому, а также в связи с положительными гляциоизостатическими движениями на периферии ледниковых систем Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и островных ледников появляются новые острова.

The factors of relief formation on the shelf of the Arctic seas are considered. The intensification of this process in the 21st century is associated with modern climate warming and a reduction in ice cover, which leads to the dominant role of hydrodynamic processes. Melting glaciers reveal a subglacial relief.

**Румянцева Н.А.<sup>1,3</sup>, Ванштейн Б.Г.<sup>1</sup>, Скублов С.Г.<sup>2,3</sup>,  
Ли С.-Х.<sup>4</sup>, Ли Ч.-Ли<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана имени академика И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, e-mail: rummyantsevanat@gmail.com; <sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург; <sup>3</sup>Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург; <sup>4</sup>Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, г. Пекин)

**Древний циркон из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика)**

**Rumyantseva N.A.<sup>1,3</sup>, Vanshtein B.G.<sup>1</sup>, Skublov S.G.<sup>2,3</sup>,  
Li X.-H.<sup>4</sup>, Li Q.-Li<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, Saint Petersburg; <sup>2</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology of RAS, Saint Petersburg; <sup>3</sup>Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg; <sup>4</sup>Institute of Geology and Geophysics Chinese Academy of Sciences, Beijing)

**Old zircons from gabbro-type rocks of the Shaka Ridge (South Atlantic)**

Ключевые слова: циркон, U-Pb датирование, REE, изотопы кислорода, хребет Шака

В составе пород, драгированных с хребта Шака, были обнаружены ксенокристы циркона, U-Pb изотопная система которого зафиксировала возраст кристаллизации от архейских значений около 2.8 Ga до мезозойских значений – 180 Ma. Согласно проведенным исследованиям, изученный циркон имеет магматическое происхождение.

За последние десятилетия в молодых океанических породах неоднократно были найдены зерна «древнего» циркона. Подобные находки спровоцировали бурное обсуждение в научном мире. Главный вопрос: механизм перемещения «древнего» циркона в молодую океаническую кору. Более ранние работы, посвященные этой тематике, списывали происхождение такого циркона на лабораторную контаминацию. Проблема присутствия древнего циркона в молодых океанических породах в районе Срединно-Атлантического хребта одной из первых была затронута в работе [1]. Однако большое количество подобных находок и широкий спектр задействованных на выделение минералогических лабораторий показали, что это не редкость, а сам циркон является ксеногенным, то есть унаследованным от более древних пород [2].

В настоящем сообщении приведены впервые полученные данные датирования (U-Pb метод, SHRIMP-II) и изотопно-геохимические данные (отношение изотопов кислорода, редкие и редкоземельные элементы) для ксенокристов циркона из габброидов хребта Шака. Исследования основаны на изучении донно-каменного материала, драгированного вдоль хребта

Шака в ходе экспедиционных работ весной 2016 г. на НЭС «Академик Федоров». Циркон был выделен из габброидов с использованием электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Датирование циркона выполнено U-Pb методом в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II по стандартным методикам с предварительным анализом катодоллюминесцентных изображений зерен циркона.

Циркон из обр. 3-2-55 образует дискордию со значением верхнего пересечения около 2810 Ма и нижнего пересечения около 590 Ма (рис. 1). Возраст верхнего пересечения можно рассматривать как время магматической кристаллизации циркона, нижнего пересечения – как наложенное термальное событие (метаморфизм, [3]). Циркон из обр. 3-1-1 образует конкордантный кластер с возрастом около 180 Ма.  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст циркона из обр. 3-2-11 варьирует от 490 до 610 Ма с преобладанием значений около 520-550 Ма. В обр. 3-2-23 наблюдается значительный разброс возраста циркона – в основном от 500 до 1100 Ма с единичными значениями палеопротерозойского и архейского возраста.

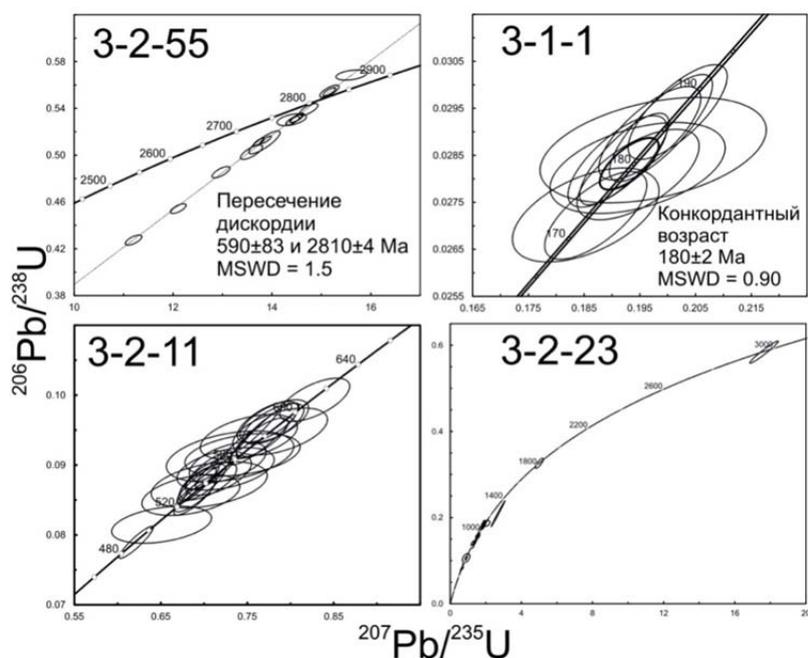


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для циркона из габброидов хребта Шака. Размер эллипсов погрешностей отвечает  $2\sigma$ .

Спектры распределения редкоземельных элементов (рис. 2) всех

исследуемых проб имеют дифференцированный характер распределения с увеличением содержания от легких к тяжелым редким землям. Наблюдаются положительные Ce- и отрицательные Eu-аномалии. Подобное распределение редкоземельных элементов характерно для циркона магматического происхождения.

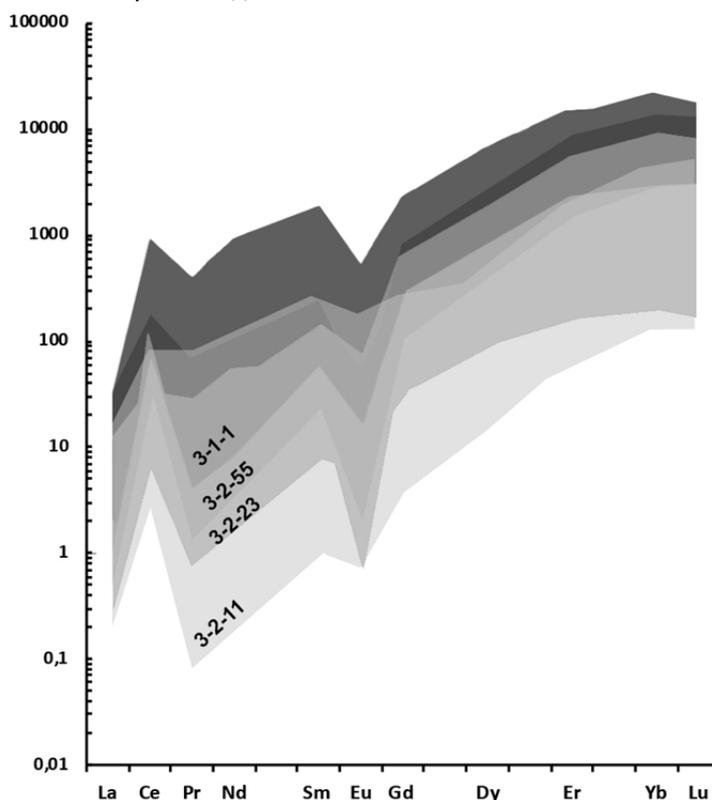


Рис. 2. Спектр распределения редкоземельных элементов для циркона из габброидов хребта Шака. Данные нормированы на хондрит CI по [4].

Значение Th/U отношения для большинства изученных зерен циркона достаточно высокое, характерное для циркона магматического генезиса. В обр. 3-2-55 0.59-7.77, в обр. 3-1-1 0.78-19.38, в обр. 3-2-11 0.03-0.30, в обр. 3-2-23 0.01-1.98. Однако, среди обр. 3-2-11 и 3-2-23 зафиксированы значения Th/U отношения  $<0.07$ , что указывает на возможную метаморфическую природу их происхождения.

Изотопный состав кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  изменяется в обр. 3-2-55 от 1.75 до 3.15‰, в обр. 3-1-1 от 5.09 до 5.74‰, в обр. 3-2-11 от 6.50 до 7.84‰ и в обр.

3-2-23 от 1.13 до 10.5%. Данные по изотопному составу кислорода свидетельствуют либо о наличии коровых меток (обр. 3-2-11), либо о возможных гидротермальных воздействиях на породы под влиянием морской воды (обр. 3-2-23, 3-2-55). В то же время, для циркона из обр. 3-1-1 сохраняются близкие к неизменным мантийным меткам кислорода. Однозначно интерпретировать такие данные сложно, вероятно, они отражают множественность источников поступления ксенокристов циркона. Также допускается версия, что циркон из обр. 3-1-1 является аутентичным, то есть из пород океанической коры [5].

Таким образом, в габброидах из хребта Шака установлен ксеногенный циркон, возраст которого варьирует от архейских значений около 2.8 Ga до мезозойских значений – 180 Ma. Согласно геохимическим данным (REE, Th/U отношение) изученный циркон имеет магматическую природу, за некоторым исключением единичных зерен. Данные по изотопному составу кислорода в цирконе свидетельствуют либо о наличии коровых меток, либо о возможном гидротермальном воздействии. Скорее всего, эти данные отражают множественность источников поступления ксенокристов циркона в габброиды из хребта Шака.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Pilot J., Werner C.D., Haubrich F., Baumann N. Palaeozoic and proterozoic zircons from the Mid-Atlantic ridge // *Nature*. 1998. V. 393. P. 676–679.
2. Bea F., Bortnikov N., Montero P., Zinger T., Sharkov E., Silantsev S., Skolotnev S., Trukhalev A. and Molina-Palma, J.F. Zircon xenocryst evidence for crustal recycling at the Mid-Atlantic Ridge // *Lithos*. 2020. V. 354–355. 105361.
3. Skublov S.G., Rumyantseva N.A., Li Q.-L., Vanshtein B.G., Rezvukhin D.I., Li X.-H. Zircon xenocrysts from the Shaka Ridge record ancient continental crust: New U-Pb geochronological and oxygen isotopic data // *Journal of Earth Science* (in press).
4. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Sp. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
5. Румянцева Н.А., Скублов С.Г., Ванштейн Б.Г., Ли С.-Х., Ли Ч.-Ли U-Pb возраст, соотношение изотопов кислорода и редкоэлементный состав циркона из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика) // *Записки Российского минералогического общества* (в печати).

Zircon xenocrysts were found in the rocks dredged from the Shaka Ridge. U-Pb isotope system recorded the age of crystallization this zircons from Archean about 2.8 Ga to Mesozoic of 180 Ma. According to the research, the studied zircon has a magmatic nature.

**Саввичев А.С.<sup>1</sup>, Русанов И.И.<sup>1</sup>, Кадников В.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского ФИЦ Биотехнологии РАН, г. Москва, e-mail: savvichev@mail.ru; <sup>2</sup>Институт биоинженерии им. К.Г. Скрыбина ФИЦ биотехнологии РАН, г. Москва)

**Микробные процессы и микробные сообщества на границе вода-дно (Баренцево и Норвежское моря)**

**Savvichev A.S.<sup>1</sup>, Rusanov I.I.<sup>1</sup>, Kadnikov V.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Winogradsky Institute of Microbiology Research Center of Biotechnology RAS;

<sup>2</sup>Skryabin Institute of Bioengineering of Research Center of Biotechnology RAS, Moscow)

**Microbial processes and microbial communities at the water-bottom boundary (Barents Sea and Norwegian basin)**

Ключевые слова: микробные процессы, микробные сообщества, цикл углерода, цикл серы, Арктические моря

В донных осадках и пограничном слое вода-дно выполнен комплекс микробиологических и биогеохимических исследований, включающих определение общей численности микроорганизмов, величины темновой ассимиляции углекислоты, интенсивности микробных процессов образования и окисления метана, а также сульфатредукции. Использование метода высокопроизводительного секвенирования гена 16S рНК выявило четкие различия между микробными сообществами и процессами в поверхностных и более глубоких отложениях, часто отражающие кислородные и бескислородные условия.

Впервые детальные исследования процессов, вызываемых деятельностью микроорганизмов в тонком слое на границе придонной воды и поверхностного осадка были выполнены М.В. Ивановым и А.Ю. Леин с сотр. в морях Арктики [1–2]. Было показано, что в пределах этого тонкого слоя резко возрастает численность микроорганизмов, а также величина темновой фиксации углекислоты (ТАУ). Важнейшим геохимическим индикатором, являющимся следствием активной микробной деятельности, оказывается изотопный состав углерода органического вещества (ИСУ ОВ). Было показано, что ИСУ ОВ осадков в морях со значительным речным стоком (Белое, Карское, Восточно-Сибирское) не наследует ИСУ ОВ взвеси, оседающей из водной толщи, а обогащается тяжелым изотопом <sup>13</sup>C. В морях с небольшим речным стоком (Баренцево, Чукотское) наблюдается незначительная разница между величиной  $\delta^{13}\text{C-ОВ}$  взвеси и  $\delta^{13}\text{C-ОВ}$  осадка из-за низкого содержания во взвеси изотопно легкого аллохтонного ОВ.

В настоящей работе радиоизотопные и классические микробиологические исследования были дополнены молекулярно генетическим анализом микробных сообществ исследуемых донных отложений.

Пробы осадков были отобраны на пяти станциях на глубинах от 101 до

1514 м в августе 2020 г. в ходе 80-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» [3], табл. 1.

Таблица 1. Станции отбора образцов осадков

Sampling station	Sea depth (m)	Coordinates	Sediment depth (cm)	16S rRNA gene sequences
6840	1514	75.21990 N 13.11843 E	0–1	5085
6841	385	76.06437 N 15.57961 E	0–1	9373
6844	101	77.03582 N 25.58852 E	0–1	106326
6849	307	78.59960 N 35.39939 E	0–1	9795
6864	584	80.59010 N 40.45922 E	0–1	9441

Станции 6840, 6841 и 6844 расположены к югу от архипелага Шпицберген, а станции 6849 и 6864 - в северной части Баренцева моря, между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Станции расположены на шельфе, за исключением станции 6840, находящейся на материковом склоне. Отложения континентального склона (ст. 6840), отобранные с глубины около 1500 м в поверхностном слое были представлены алеврито-пелитовым илом оливково-коричневого цвета с примесью песчаного материала. Станция 6841 расположена у желоба Стурфьорд, в месте выхода метана. Поверхностный горизонт содержал алевритово-пелитовый ил темно-коричневого цвета. Аутигенные карбонатные корки, связанные с метаном, были обнаружены на глубинах около 2 см и ниже [4]. Осадки станций 6844, 6849, 6864 представлены сильно биотурбированными алевритовыми темно-коричневыми пелитовыми илами, окисленными до слоя 2 см. Концентрация метана в поверхностных осадках на всех станциях, кроме 6841, была относительно низкой и колебалась от 0.2 до 0.6 мкмоль л<sup>-1</sup>. На станции 6841, расположенной в районе выхода метана, содержание метана было выше и увеличивалось с глубиной, достигая 9.5 мкмоль л<sup>-1</sup> в слое 16–19 см. Общее количество бактерий (ОЧМ) варьировало в пределах от 1.4 до 9.6 млн. клеток на г осадка. В большинстве образцов ОЧМ в пограничном слое превышало соответствующие величины в нижележащем слое осадка, что указывает на максимальное микробное обилие именно в поверхностном слое осадка.

Таблица 2. Биогеохимические и микробиологические характеристики осадков

Ст.	Слой, см	Eh	[CH <sub>4</sub> ] (μM)	МО (nmol L <sup>-1</sup> day <sup>-1</sup> )	СР (μmol L <sup>-1</sup> day <sup>-1</sup> )	ТАУ (μmol L <sup>-1</sup> day <sup>-1</sup> )	ОЧМ (×10 <sup>6</sup> кл ml <sup>-1</sup> )
6840	0–1	+100	0.29	6.2 ± 0.28	1.73 ± 0.16	2.71 ± 0.22	1.40 ± 0.2
6844	0–1	+125	0.59	8.2 ± 0.40	2.16 ± 0.21	5.75 ± 0.46	1.65 ± 0.2
6849	0–1	+110	0.22	6.6 ± 0.29	1.12 ± 0.12	4.12 ± 0.29	1.30 ± 0.2
6864	0–1	+110	0.39	2.1 ± 0.7	0.27 ± 0.03	2.14 ± 0.17	0.90 ± 0.1
6841	0–1	+10	2.39	22.8 ± 0.9	2.77 ± 0.24	12.4 ± 1.1	1.96 ± 0.2
	6–7	-80	5.08	0.9 ± 0.05	2.00 ± 0.23	0.51 ± 0.04	0.60 ± 0.1
	16–19	-120	9.51	0.3 ± 0.03	0.97 ± 0.10	0.31 ± 0.03	0.40 ± 0.1

МО – интенсивность метаноокисления, СР – интенсивность сульфатредукции, ТАУ – интенсивность темновой ассимиляции CO<sub>2</sub>, ОЧМ – общая численность микроорганизмов

Интенсивность метаногенеза была ниже надежного предела обнаружения т.е. 0.2 нмоль л<sup>-1</sup> сут<sup>-1</sup> во всех образцах, но эти значения измерены только для гидрогенотрофного метаногенеза с H<sub>2</sub> / CO<sub>2</sub> в качестве субстрата. Наиболее высокие интенсивности окисления метана (МО) были выявлены в верхних окисленных горизонтах отложений, особенно на богатой метаном станции 6841. Ниже окисленной зоны активность метанотрофов резко снижается, что свидетельствует о том, что МО в основном протекает аэробно. Интенсивности сульфатредукции были высокими почти во всех пробах донных отложений (1–3 мкмоль л<sup>-1</sup> сут<sup>-1</sup>), что сравнимо со интенсивностью ТАУ (табл. 2). Активное восстановление сульфатов в верхних слоях осадка указывает на наличие анаэробных микробиот. Скорость восстановления сульфата была ниже на ст. 6864, где осадок содержал «пухообразное вещество и, вероятно, был хорошо насыщен кислородом.

Археи составляли от 1 до 40% всех последовательностей гена 16S рРНК. Общая численность архей не коррелировала с глубиной отложений. Археи были представлены четырьмя типами – *Asgardarchaeota*, *Crenarchaeota*, *Thermoplasmata* и *Nanoarchaeota*. Домен бактерии представлен 16 филами. Наиболее распространенный филум *Chloroflexi* преобладал в глубинных осадках, составляя почти половину от всех бактерий, но его было много и в поверхностных осадках. Бактерии типа *Desulfobacterota* были многочисленны в верхних отложениях на ст. 6844 и во всех пробах донных осадков ст. 6841. Анализ генов субъединицы А метанмонооксигеназы (pmoA) показал, что аэробные метанотрофы в поверхностных слоях осадков принадлежали к роду *Nitrosomonas*. Эти (некультивируемые) бактерии потребляют метан в поверхностном слое осадка. В более глубоких горизонтах концентрация метана увеличивается более чем на порядок.

Однако низкая скорость метаногенеза и отсутствие метаногенов в микробных сообществах даже в бескислородных отложениях указывают на то, что метан здесь не образуется, а мигрирует из более глубоких слоев на поверхность осадка, где происходит его окисление. Вероятно, метаногенез в изученных отложениях вытесняется активной сульфатредукцией, и зона перехода сульфат-метан расположена глубже изученного горизонта отложений. В поверхностных отложениях было много представителей *Nitrosopumilaceae*, окисляющих аммиак; последующее окисление нитрита до нитрата может осуществляться *Nitrospira sp.*

Полученные нами данные выявили четкие различия между микробными сообществами и процессами в поверхностных и глубоких отложениях, часто отражающие кислородные и бескислородные условия. В верхнем слое преобладали автотрофные аммонийокисляющие *Crenarchaeota* и различные группы типичных водных аэробных гетеротрофных бактерий типа *Actinobacteria*, *Proteobacteria*, *Verrucomicrobia* и *Bacteroidetes*, окисляющих седиментационное ОВ. В глубоких отложениях циклы серы и азота, по-видимому, связаны. Нитрат, образующийся в результате окисления аммиака, утилизируется *Campilobacterota*, которые окисляют сульфид, образованный сульфатредукторами, обратно до сульфата. Нитраты, в свою очередь, восстанавливаются до газообразного азота и, возможно, до аммиака. Метан, поступающий из глубоких слоев осадков, расположенных ниже зоны, богатой сульфатами, окисляется археями ANME в бескислородной зоне в процессе, сопряженном с восстановлением сульфата, или аэробными метанотрофными бактериями в верхнем окисленном слое. Концентрации метана и скорости микробных процессов в осадках северной части Баренцева моря заметно выше, чем в олиготрофных районах Северного Ледовитого океана. Это указывает на то, что повышенные концентрации метана значительно активизируют микробные процессы в поверхностном слое осадков.

Экспедиция проводилась по Государственному заданию Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (финансирование морских экспедиций) и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 19-05-50090). Геолого-литологические исследования поддержаны Российским научным фондом (проект 20-17-00157). Биогеохимические и микробиологические исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 20-04-00487).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леин А.Ю., Кравчишина М.Д., Политова Н.В. и др. Трансформация взвешенного органического вещества на границе вода-дно в морях Российской Арктики (по изотопным и радиоизотопным данным) // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 115–145.

2. Иванов М.В., Леин А.Ю., Саввичев А.С. и др. Численность и активность микроорганизмов в пограничной зоне вода–осадок и их влияние на изотопный состав углерода органического вещества взвеси и донных осадков Карского моря // *Микробиология*. 2013. Т. 82. № 6. С. 723–731.
3. Klyuvitkin A.A., Politova N.V., Novigatsky A.N., Kravchishina M.D. Studies of the European Arctic on Cruise 80 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh // *Oceanology*. 2021. V. 61. P. 139–141.
4. Kravchishina M.D., Lein A.Yu., Flint M.V. et al. Methane-Derived Authigenic Carbonates on the Seafloor of the Laptev Sea Shelf // *Front. Mar. Sci.* 2021. 8:690304. doi: 10.3389/fmars.2021.690304

In the samples of bottom sediments and the water-bottom boundary layer, a complex of microbiological and biogeochemical studies was carried out, including the determination of the total number of microorganisms, the value of the dark assimilation of carbon dioxide. The use of high-throughput sequencing of the 16S rRNA gene revealed clear differences between microbial communities and processes in surface and deeper sediments, often reflecting oxygen and anoxic conditions.

**Соловьев В.Д.<sup>1</sup>, Якимчук Н.А.<sup>2</sup>, Корчагин И.Н.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт геофизики НАН Украины, E-mail: korchagin.i.n@gmail.com; <sup>2</sup>Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, E-mail: yakymchuk@gmail.com)

**О процессах дегазации в структурах шельфов Антарктики  
(по данным частотно-резонансных исследований)**

**Soloviev V.D.<sup>1</sup>, Yakymchuk N.A.<sup>2</sup>, Korchagin I.N.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Geophysics of National Academy of Science of Ukraine, Kyiv; <sup>2</sup>Institute of the applied problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv)

**On degassing processes in the structures of the Antarctic shelf  
(by frequency-resonance processing data)**

Ключевые слова: Антарктика, о. Южная Георгия, море Росса, залив Камберленд, газогидраты, метановые потоки, сипы, данные дистанционного зондирования Земли.

Приведены результаты частотно-резонансной обработки спутниковых данных для современных центров газовой эмиссии (сипов) в заливе Камберленд (о. Южная Георгия, Субантарктика) и море Росса (Западная Антарктика). Показано, что в их формировании важную роль играют глубинные газы (в т. ч. и abiогенный метан), образование которых не связано с результатами разрушающего влияния глобального потепления на скопления газогидратов. Их эмиссия дополняет газовыделения биогенного метана и может существенно влиять на общую концентрацию парниковых газов в атмосфере Земли.

Новые экспериментальные данные о современных активных процессах в центрах газовой эмиссии (сипах) – местах эмиссии метана и других газов в осадочные и водные толщи и атмосферу Земли – свидетельствуют об их влиянии на современный климат, поэтому определение генезиса и глубины источников их формирования требуют комплексных исследований.

Общий принцип и методы. При исследованиях была использована мобильная экспресс-технология, включающая модифицированные методы частотно-резонансной обработки и декодирования данных дистанционного зондирования Земли и фотографий с использованием резонансных частот баз минералов, горных пород и полезных ископаемых, разделенных на отдельные типы и группы осадочных, метаморфических и магматических пород. Для практической реализации метода разработано программное обеспечение и методика интерпретации результатов, создан и опробован комплекс измерительной аппаратуры [1].

Метановые сипы в структурах континентальных окраин. Большинство метановых сипов расположено в пределах континентальных окраин Мирового океана и внутренних морей, а также районов «вечной мерзлоты» и озер. Они, в основном, состоят из CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, а иногда и сероводорода. Сипы в структурах континентальных окраин транспортируют растворенные газы в водные толщи, где они растворяются в морских и океанских водах,

хотя часть газов может попадать в атмосферу [2]. Выполненные в последние годы масштабные исследования показали, что центры современной эмиссии газов в структурах Восточно-Сибирского шельфа связаны с поступлениями метана из известных скоплений газогидратов, разрушенных в результате таяния слоя «вечной» мерзлоты. Они также частично обусловлены эмиссией метана из глубинных зон литосферы [2, 3].

Участки современных газовыделений были обнаружены и в шельфовых структурах континентальных окраин Антарктики, где ранее были закартированы скопления газогидратов [4, 5].

Газовые сипы в заливе Камберленд. Для определения возможной природы недавно обнаруженных современных центров миграции газов была проведена частотно-резонансная обработка данных ДЗЗ для отдельных структур в заливе Камберленд (о. Южная Георгия, Субантарктика) и в море Росса (Западная Антарктика).

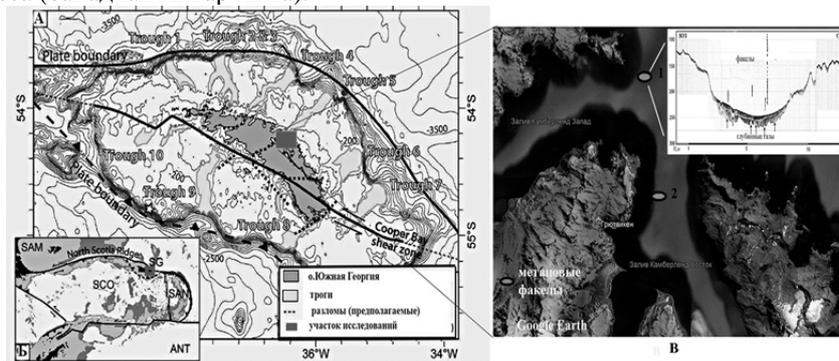


Рис. 1. Район исследований вблизи о-ва Южная Георгия (А) в Субантарктике (Б) и метановые факелы в заливе Камберленд (В), по [4].  
Метановые факелы: 1 – Камберленд; 2 – Гритвикен.

Залив Камберленд расположен в северо-восточной части о. Южная Георгия, который является надводной частью Северного хребта Скоша, лежащего к западу от Южно-Сандвичевой островной дуги (рис. 1).

Анализ результатов частотно-резонансного зондирования данных показал, что в глубинном разрезе шельфовой зоны выделяется комплекс осадочных пород, включающий обломочные и глинистые, осадочно-вулканокластические, карбонатные и кремнистые породы. Получены также отклики от магматических, метаморфических пород и кристаллических сланцев. Кроме того, для верхней части земной коры зафиксированы отклики на частотах нефти, конденсата, газа, газогидратов, бурого угля, графита, лонсдейлита, соли (калийно-магниевой и натрий-хлористой) и др.

Для района о. Южная Георгия характерно напряженное состояние недр, что приводит к резкому увеличению влияния тектонических факторов на

формирование структур в процессе восходящей миграции глубинных флюидов, которая сопровождается активной эмиссией водородо-содержащих газов различного состава, в том числе и метана. Мантийный генезис газов (CO<sub>2</sub> и др.) определен и для других локальных структур островной дуги. Их глубинное происхождение подтверждается результатами проведенного частотного зондирования.

При сканировании разреза в заливе Камберленд отклики на частотах газа зафиксированы для глубин 0.5–73м, в т. ч. из соли (интервал 55–72) м, а также для интервала от 4600 до 18км и глубже. Для отдельных точек в заливе (глубина 44–54м) получены отклики от эталонных илов, которые залегают на дне и могут быть потенциальным источником эмиссии метана. Кроме того, часть газов может быть связана с поступлением метана из частично разрушенных (под воздействием глубинных флюидов) скоплений газогидратов, отклики от которых здесь также получены по данным частотного зондирования.

Газовые сипы моря Росса. Обработка спутниковых снимков района формирования сипов в море Росса (рис. 2) показала, что в пределах обследованной площади расположены вулканы разных типов.

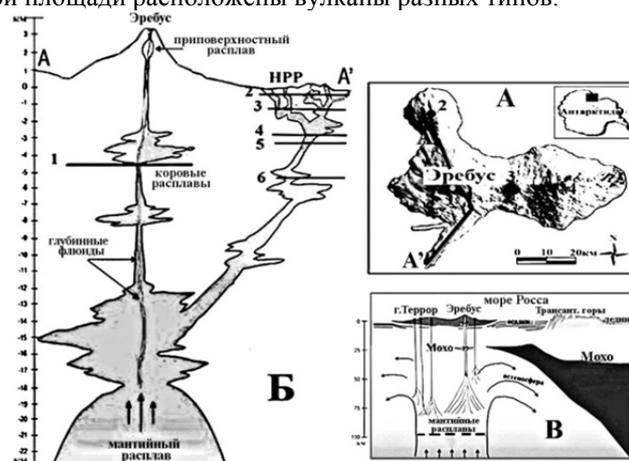


Рис. 2. Вулканы о. Росса (1 – Эребус; 2 – Берд; 3 – Терра Нова; 4 – Террор) и положение профиля А-А' на острове (А); схематический разрез земной коры вулкана Эребус вдоль профиля А-А' на острове Росса (Б), по [6]; (В) – глубинный разрез через вулкан Эребус, по [7]. Пунктирная линия – верхняя граница положения корней вулканов по данным частотных исследований. 1 – граница расплава по данным частотного зондирования; 2–6 – положение интервальных границ откликов на частоте газа (прослежены до 6км). НРР – полуостров Хат-Пойнт.

Новые экспериментальные данные частотно-резонансного зондирования

выявили существование в земной коре промежуточных геофлюидных источников в земной коре острова Расса, обусловленных глубинными процессами дегазации. На глубине 1 км зарегистрированы сигналы от конденсата, интенсивные отклики газа зарегистрированы для следующих интервалов: 1) 0.2–217м; 2) 930–1900–2590м; 3) 3170–4540 (интенсивный) – 4870 (очень интенсивный) – 5600м (прослежены до 6 км).

Дополнительный вклад в общее количество газов может вносить и метан из газогидратов, наличие которых подтверждается результатами сейсмических исследований в западной части моря Расса и откликами на частоте газогидратов в пункте зондирования.

Выводы. Результаты применения новой технологии частотно-резонансного зондирования показали, что в формировании изученных центров современной эмиссии газовых потоков важную роль играют глубинные газы (в т. ч. и abiогенный метан), фиксируемые на частотах газа в шельфовых структурах залива Камберленд (о. Южная Георгия, Субантарктика) и моря Расса, где они прослежены до глубины 6 км. Участки дегазации расположены в пределах зон существования вулканических аппаратов с развитой системой глубинных каналов, вдоль которых происходит миграция газов, а также глубинной нефти и конденсата. Результатом такой миграции является формирование газовых сипов, а также появление нефтяных slickов на водной поверхности – индикаторов активизации глубинных процессов и синтеза нефти. Глубинные газы могут способствовать преобразованию (и разрушению) скоплений придонных газогидратов, а также накапливаться в придонных осадках, водных толщах и частично мигрировать в атмосферу. Выполненные исследования современных центров дегазации в различных регионах мира (шельфовые структуры континентальных окраин Мексиканского залива, Атлантического и Северного Ледовитого океанов; Черного и Северного морей) показали наличие значительной современной миграции глубинных газов в атмосферу, что необходимо учитывать при оценке факторов, влияющих на формирование «парникового эффекта» и процессы глобального потепления на планете.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д. Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г.: мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты // Геоінформатіка. 2019. № 1. С. 5–27.
2. Шнюков Е.Ф., Топачевский И.В. Газовые сипы Мирового океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2019. Т. 15. № 2. С. 3–15.
3. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Прямопоисковая технология частотно-

резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков: результаты ее использования для определения участков миграции газа и водорода на поверхность и в атмосферу // Геоинформатика. 2020. № 3. С. 3–28.

4. Römer M., Torres M., Kasten S. et al. First evidence of widespread active methane seepage in the Southern Ocean, off the sub-Antarctic island of South Georgia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 403. P. 166–177. doi: 10.1016/j.epsl.2014.06.036

5. Gephre P., Torres M., Mau S. et al. Carbon cycling fed by methane seepage at the shallow Cumberland Bay, South Georgia, sub-Antarctic // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. P. 1401–1418. doi: 10.1002/2016GC006276.

6. Iakovino K. Linking subsurface to surface degassing at active volcanoes: A thermodynamic model with applications to Erebus volcano // *ESPL*. 2015. V. 431. P. 59–74.

7. Hill G. J. On the Use of Electromagnetics for Earth Imaging of the Polar Regions // *Surveys in Geophysics*. August 2019. doi.org/10.1007/s10712-019-09570-8

Frequency - resonance processing of satellite data for structures in Cumberland Bay (South Georgia Island, sub-Antarctic) and the Ross Sea (West Antarctica) was carried out to determine the possible geological nature of the recently identified modern Antarctic gas emission centers (seeps). It has been shown that deep gases (including abiogenic methane), recorded as gas seeps at shelf structures of Cumberland Bay and the Ross Sea, play an important role in the formation of the modern centers of gas flows emission. These deep gases are an integral part of the gas seeps, supplementing the detected biogenic methane gas emission and increasing its total amount. Part of them can enter the atmosphere. Processes of deep gases emission at the studied seeps are not associated with global warming.

**Суетнова Е.И.**

(Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, e-mail:  
Elena\_suetnova@mail.ru )

**Эрозия морского дна и возможная эволюция зоны  
стабильности газовых гидратов в северных морях**

**Suetnova E.I.**

(Shmidt Institute of the physics of the Earth RAS, Moscow)

**Erosion of the seabed and possible evolution of the stability zone  
of gas hydrates in the northern seas**

Ключевые слова: газогидраты, северные моря, эволюция зоны стабильности, эрозия морского дна

В данной работе исследуется потенциальное влияние на процесс эволюции скоплений поддонных газовых гидратов важного процесса вызываемого деградацией ледникового покрова – процесса эрозии морского дна вследствие воздействия отступающего ледникового покрова, оставляющего следы волочения на поверхности дна и тем самым влияющей она термобарические условия в дне. Получено аналитическое решение уравнения теплопроводности, дающее представление о временной и пространственной динамике температуры после эрозии.

В некоторых районах дна северных морей наблюдаются следы эрозии морского дна вследствие пропахивания поверхности дна киями движущихся айсбергов. Эти следы иногда вызывают значительные эрозионные углубления [1], что должно влиять на распределение термобарических условий в морском дне в зоне волочения, так как при этом изменяется внешнее давление и изменяется температура поверхности осадков. Такие изменения влияют на положение потенциальной зоны стабильности газовых гидратов и могут приводить к возможному разложению или перераспределению газовых гидратов вследствие эрозии дна и изучение этого процесса актуально для понимания эволюции скоплений газовых гидратов и выбросов газа в арктическом дне.

Помимо непосредственного разложения газовых гидратов (если они присутствовали в верхнем слое осадков) вследствие разрушения структуры верхней поверхности дна, эрозия может оказывать влияние и на газогидратные структуры, залегающие в более глубоких горизонтах дна. Удаление (сдирание движущимся айсбергом) с поверхности дна слоя осадков определенной мощности должно приводить к изменению температурного режима и порового давления в осадках. Эти показатели (давление и температура) как раз определяют зону устойчивости газового гидрата [2], и их изменение приводит к изменению локализации зоны стабильности газовых гидратов в зоне эрозии дна.

Исследование влияния эрозии на изменение температурного режима дна произведем с помощью математического моделирования процесса изменения температуры среды дна вследствие эрозии на глубину  $l$  в определенный момент времени.

Моделирование изменения распределения температуры дна вследствие эрозии.

Уравнение теплопроводности запишется как

$$\frac{\partial f}{\partial t} + A_1 \frac{\partial m \cdot v_f \cdot f}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \quad A_1 = \frac{\rho_f \cdot C_f}{\rho C}$$

где:  $f$  – температура;  $C$  – теплоемкость;  $v_f$  – скорость фильтрации  $\rho_f$  – плотность,  $\kappa$  – теплопроводность,  $t$  – время,  $z$  – координата,  $m$  – пористость.

Решая это уравнение, получаем, что распределение температуры в морском дне после эрозии слоя мощности  $l$  при условии, что начальный градиент температуры был равен  $b$ , определяется выражением

$$f = f_0 + bz_1 + bl \operatorname{erf}(z_1 / (2\sqrt{\kappa t}));$$

где  $z_1$  отсчитывается от новой поверхности осадков.

Полученное решение позволяет нам определять положение новой зоны стабильности для каждого момента времени истории действия эрозии на тепловые условия в дне.

В случае гидростатического градиента порового давления можно считать, что процесс эрозии не приводит к разложению газовых гидратов ниже поверхности дна и разложение только сопутствует разрушению в эродируемом слое.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ottesen D., Dowdeswell J.A., Landvik J.Y., Mienert J. Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology // *Boreas*. 2007. V. 36. P. 286–306.
2. Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в морском дне при последовательном накоплении осадков с различными транспортными свойствами // *Докл РАН*. 2011. Т. 238. № 6. С. 813–816.

The potential impact of the process of erosion of the seabed on the evolution of bottom gas hydrate accumulations is discussed. This important process is caused by the degradation of the ice sheet due to the impact of the retreating ice sheet leaving traces of dragging on the bottom surface and thereby affecting the thermobaric conditions in the bottom. An analytical solution of the heat conduction equation is obtained, which gives an idea of the temporal and spatial dynamics of temperature after erosion.

## **Сыромятников К.В.**

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: sykirv@gmail.com)

### **Взаимосвязь гранулометрии, геохимии и фациальных условий поверхностного слоя осадков Карского моря по данным методов математической статистики**

## **Syromyatnikov K.V.**

(Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

### **Interconnection of grain-size, geochemistry and facies environments of the Kara Sea surface layer of sediments according to mathematical statistics**

Ключевые слова: современные осадки, Карское море, гранулометрический состав, геохимия, фации, корреляционный анализ, дисперсионный анализ

На основе методов корреляционного и дисперсионного анализов были изучены взаимосвязи гранулометрии, геохимии и фациальных обстановок осадконакопления для современных осадков поверхностного (0–2 см) слоя исследуемого региона. В результате изучения литологического состава поверхностного слоя осадков в различных фациальных условиях подчеркнута важная роль в накоплении осадков таких факторов, как: 1) гидрологический режим; 2) механизмы дифференциации осадочного материала при его транспортировке; 3) расстояние от источника сноса; 4) геоморфологические особенности строения фаций данного региона.

Изучению фациальных условий формирования современных осадков на шельфе Западной Арктики посвящено множество исследований [1–5]. В этих работах детальным образом описывался литологический, гранулометрический и химический состав осадков различных фаций. Изучалось влияние климата, тектоники, биохимических и физических процессов на условия накопления осадков в различных фациальных обстановках [6, 7]. Была доказана связь между литологическим составом осадков и фациальными обстановками их формирования. Минерально-петрографический и химический состав осадков обусловлен, прежде всего, составом пород питающих провинций.

С учетом плохой дифференциации осадочного материала в условиях Карского моря весьма сложным является расчленение отложений различных фаций. Для этой цели необходимо их комплексное изучение на основе литологического, минерально-петрографического и геохимического состава. Методы математической статистики позволяют проводить такие исследования на высоком количественном уровне [8].

Карское море относится к шельфовым морям западной части Северного Ледовитого океана. В море впадают реки Обь, Енисей, Таз и Пур, разбавляя морскую воду пресной. Следует отметить, что соленость поверхностных вод Карского моря меньше средней солености океана и колеблется в

пределах от 3–5‰ в южной части и до 33–34‰ на севере. Наблюдаются сезонные колебания солености Карского моря. В холодные периоды речной сток ослабевает и происходит интенсивное льдообразование, в это время соленость отмечается повышенными значениями, исключая устьевые области, соленость на поверхности равна 25–30‰ и увеличивается с юга на север [9].

Преобладающие глубины – 50–100 м, максимальная глубина в желобе Святой Анны – 620 м, а в районе желоба Воронина глубина составляет 420 м. Восточно-Новоземельский желоб расположен вдоль восточных берегов Новой Земли и имеет глубины 200–400 м. Между желобами Святой Анны и Воронина расположено мелководное Центральное Карское плато (Карскоморская возвышенность) с глубинами до 50 м.

Циркуляция поверхностных вод происходит следующим образом: на юго-западе моря расположен замкнутый циклонический круговорот воды, как показано на рисунке. В центральной части моря из Обь-Енисейского мелководья растекаются к северу опресненные стоком рек Сибири воды.

С сентября начинается льдообразование. Вдоль берегов образуется припай, в центре моря – дрейфующие льды. Наблюдаются многочисленные пространства распространения многолетних льдов толщиной до 4 м.

Проведение корреляционного анализа поверхностного (0–2 см) слоя осадков с построением корреляционной матрицы Спирмена на основе данных по их гранулометрии и химическому составу [5], позволило выделить две группы окислов, связанные корреляционной зависимостью с песком, алевритом и пелитом с уровнем достоверности 95%. Первая группа представлена  $\text{SiO}_2$ , а вторая –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . При этом  $\text{SiO}_2$  имеет положительный коэффициент корреляции с песком – 0.84 и отрицательные коэффициенты корреляции с алевритом (–0.66) и пелитом (–0.64). В свою очередь, вторая группа окислов имеет отрицательные корреляции с песком и положительные с алевритом и пелитом, соответственно:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (–0.74), 0.75, 0.52;  $\text{TiO}_2$  (–0.66), 0.69, 0.53;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (–0.79), 0.78, 0.64; 4)  $\text{MgO}$  (–0.8), 0.78, 0.68; 5)  $\text{Na}_2\text{O}$  (–0.43), 0.37, 0.4. Обнаруженная корреляционная зависимость  $\text{SiO}_2$  и песка связана, прежде всего, с высокой ролью поставляемого кварца в гравийно-песчаной фракции. Также следует отметить широкое распространение осадков с повышенным содержанием кварца в восточной и северной части Центрального Карского плато. Кроме того, положительная корреляция элементов второй группы с алевритовой и пелитовой фракцией осадков связана с механической дифференциацией вещества по мере его транспортировки, причем указанные окислы входят в состав кристаллических решеток минералов, составляющих алевритовую и пелитовую фракции. Следует отметить повышенные содержания алевритовой фракции в изученном регионе.

Следующим этапом исследований явилось проведение однофакторного дисперсионного анализа по распределению песка, алеврита и пелита в четырех выделенных кластерах, которые соответствуют определенным

фациальным обстановкам: I – зона лавинной аккумуляции осадков; II – зона аккумуляции песчаных алевритов; III – зона аккумуляции алевритовых песков; IV – зона размыва, с накоплением песка и гравия, как показано на рисунке. Дисперсионный анализ 53 образцов на основе данных по химическому и гранулометрическому составу осадков поверхностного слоя позволил доказать закономерность распределения песка, алеврита и пелита в зависимости от их принадлежности к той или иной фациальной обстановке на уровне достоверности 95%.

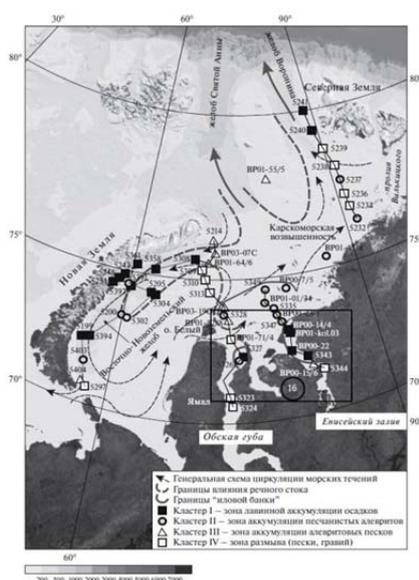


Рисунок. Карта расположения станций в изученной части Карского моря [5]. 16 – дополнительные станции отбора проб донных осадков в эстуариях Оби и Енисея [1].

Характер распределения фракций в пределах исследуемого региона Карского моря показывает, что содержания песчаной фракции от 50 до 75% наблюдаются в восточной, центральной и юго-западной частях Карского моря. При этом содержания более 75% отмечаются на относительно небольшом участке в центральной части изученного региона, а содержания до 25% охватывают в основном его северную, северо-восточную и юго-восточную части. Наряду с этим характерно широкое распространение алевритовой фракции с содержанием более 75%, охватывающей большую часть рассматриваемой территории. В то же время пелитовая фракция с содержанием свыше 30% отмечается в восточной, юго-западной и центральной частях морского бассейна и имеет здесь подчиненное значение. Следует отметить, что распределение рассмотренных гранулометрических типов осадков в пределах изученного региона Карского моря полностью контролируется такими факторами, как расстояние от источника сноса, гидрологическим режимом бассейна, геоморфологическим строением дна.

Одной из основных задач явилось изучение распределения пелитовой фракции и содержания  $Fe_2O_3$  в области смешения речных и морских вод. Как известно, маргинальный фильтр [4] представляет собой довольно узкий в глобальных масштабах пояс, где происходит смешение речных и морских вод. Основные значения для работы маргинальных фильтров имеют три компонента сорбционной системы: глинистые минералы, железо, органический углерод, а меньшее значение имеют марганец и алюминий.

В результате проведения однофакторного дисперсионного анализа было выявлено соответствие в гранулометрическом и химическом составе осадков, выражающееся в фаціальном переходе от зоны смешения морских и речных вод к фоновой морской седиментации в современный период времени. При этом в зоне смешения речной и морской воды в осадках наблюдается увеличение пелитовой фракции и  $Fe_2O_3$  с уровнем достоверности 95%.

В некоторых станциях отбора проб в зоне эстуариев Оби и Енисея не были определены лабораторными методами содержания гравия, песка, алеврита и пелита [1]. На основе данных по содержанию  $Fe_2O_3$ , песка, алеврита и пелита в близко расположенных станциях [5] был выполнен графический анализ их взаимосвязи и рассчитаны значения в массовых процентах по содержанию гранулометрических фракций за исключением гравийной, в связи с недостатком данных.

На основе полученных результатов по гранулометрии и информации по некоторым химическим компонентам донных осадков Оби и Енисея [1] была построена корреляционная матрица Спирмена, что позволило установить взаимосвязь гранулометрических типов с определенными химическими окислами и компонентами. Таким образом, были выделены две группы химических компонентов: 1) CaOи 2)  $Fe_2O_3$ , Br, Rb, Cs, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu, Th, To.

Однофакторный дисперсионный анализ распределения CaO, песка, алеврита и пелита в донных осадках эстуариев Оби и Енисея позволил разделить их на обские и енисейские. При этом наблюдаются повышенные содержания пелитовой и алевритовой фракции в осадках Оби и их понижение в осадках Енисея, тогда как содержание песчаной фракции резко возрастает в енисейских отложениях. В то же время содержание CaO также увеличивается в донных осадках Енисея. Следует отметить, что повышенные содержания CaO в данном регионе главным образом связано с широким распространением двустворчатых моллюсков и остракод, и, в меньшей степени, с бентосными фораминиферами.

Таким образом, донные осадки эстуариев Оби и Енисея с помощью дисперсионного анализа были разделены между собой по геохимическому и гранулометрическому признакам. Кроме того, была доказана взаимосвязь геохимии и гранулометрии донных осадков Оби и Енисея между собой с достоверностью 95%.

Следует отметить, что формирование гранулометрического состава осадков и их распределение в пределах выделенных фаций изученного

региона Карского моря было обусловлено следующими основными факторами: источниками осадочного вещества, талым стоком ледников с архипелагов островов, окружающих Карское море [5], основными агентами транспортировки терригенного материала – реками Обью и Енисеем, а также активным перемешиванием поставляемого осадочного материала с участием морских течений.

Автор искренне признателен М.А. Левитану за плодотворное обсуждение 1-го варианта тезисов, а также В.Ю. Русакову за предоставленные данные по химии и гранулометрии современных осадков поверхностного слоя, которые были использованы при подготовке доклада.

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания ГЕОХИ № 0137-2019-0007.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю., Величкин В.И. Геохимическая специализация донных осадков в зонах смешения вод Оби и Енисея с водами Карского моря // Геохимия. 2013. № 12. С. 1116–1129.
2. Кошелева В.А., Павлов А.Н. Седиментогенез Карского моря. СПб.: РГГМУ, 2014. 250 с.
3. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
4. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
5. Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Торопченнова Е.С., Жилкина А.В. Механизмы современной седиментации в Карском море по данным литолого-геохимического изучения поверхностного слоя донных осадков // Геохимия. 2018. № 11. С. 1076–1096.
6. Levitan M.A., Kolesov G., Chudetsky M. Chemical characteristics of main lithofacies based on instrumental neutron-activation analysis data // Ber. Polarforsch. 2002. V. 419. P. 101–111.
7. Levitan M.A., Krupskaya V.V. Composition of fraction >125 mkm from surface sediments (on BP01 and BP02 data) // Ber. Polarforsch. 2003. V. 450. P. 27–34.
8. Burone L., Muniz P., Pires-Vanin A. M.S., Rodrigues M. Spatial distribution of organic matter in the surface sediments of Ubatuba Bay // J. An. Acad. Bras. Sci. V.75. № 1. P. 75–90.
9. [www.aari.ru/resources/a0013\\_17/kara/Atlas\\_Kara\\_Sea\\_Winter/text/rejim.htm](http://www.aari.ru/resources/a0013_17/kara/Atlas_Kara_Sea_Winter/text/rejim.htm)

Based on the correlation relationship of grain-size fractions with the Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content in the recent sediments of the Ob and Yenisei estuaries, the grain-size composition of sediments was reconstructed in those areas where only their chemical composition was determined earlier. In addition to the existing indicators of the river discharge of the Yenisei and Ob, a new set of criteria for this purpose was proposed: the content of the clay fraction and amount of CaO (in mas.%).

**Талденкова Е.Е.<sup>1</sup>, Гусев Е.А.<sup>2</sup>, Николаев С.Д.<sup>1</sup>,  
Овсепян Я.С.<sup>3</sup>, Новихина Е.С.<sup>2</sup>, Степанова А.Ю.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: etaldenkova@mail.ru; <sup>2</sup>ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург; <sup>3</sup>Геологический институт РАН, Москва; <sup>4</sup>Texas A&M University, College Station, USA)

**Стратиграфия и палеогеография центральной Арктики в  
плейстоцене: литологические и микропалеонтологические  
данные**

**Taldenkova E.E.<sup>1</sup>, Gusev E.A.<sup>2</sup>, Nikolaev S.D.<sup>1</sup>,  
Ovsepyan Ya.S.<sup>3</sup>, Novikhina E.S.<sup>2</sup>, Stepanova A.Yu.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Geographical Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Gramberg VNIIOkeangeologiya, St.Petersburg; <sup>3</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>4</sup>Texas A&M University, College Station, USA)

**Pleistocene stratigraphy and paleogeography of the Central  
Arctic: lithological and micropaleontological evidence**

Ключевые слова: хр. Ломоносова, хр. Менделеева, литология, материал ледового/айсбергового разноса, фораминиферы, остракоды, макрофоссилии.

Изучен литологический состав и макро-/микрофоссилии из осадков 2-х колонок из евразийской (хребет Ломоносова) и 2-х колонок из амеразийской (хребет Менделеева) частей Северного Ледовитого океана. Проведено стратиграфическое расчленение разрезов колонок, основанное на распределении пиков содержания и состава материала ледового/айсбергового разноса (IRD) >500 мкм, вариациях численности и видового состава планктонных и бентосных фораминифер, остракод, макрофоссилий, и сравнении полученных результатов с имеющимися опубликованными данными. Выявлены существенные различия между исследованными регионами в степени сохранности карбонатных микрофоссилий, количестве и амплитуде пиков IRD, скоростях осадконакопления и проявлении ледниково-межледниковой цикличности.

Четвертичные осадки Арктического бассейна содержат данные об изменениях ледового покрова и биопродуктивности, а также о вариациях размеров ледниковых щитов на окружающих континентах и связанных с ними флуктуациях уровня моря и водообмене с соседними океанами [1–5]. За последнее время получены новые данные по стратиграфическому подразделению осадочной толщи океана, что стало возможным благодаря глубоководному бурению на хребте Ломоносова и комплексному исследованию колонок морских осадков длиной до 10 м из различных частей океана [1, 3, 6–15]. Тем не менее, остается множество нерешенных проблем, таких как оценка возраста осадков, скоростей осадконакопления и особенностей проявления ледниково-межледниковой периодичности в разных частях океана. Дискуссионной проблемой долгое время являлось

наличие двух возрастных моделей, «древней» (“sediment-starved” по [8]) и «молодой». Модели подразумевают разные средние скорости осадконакопления для колонок осадков Арктики, прежде всего, в зависимости от интерпретации и возрастной привязки палеомагнитных данных. За последнее время получено много данных, свидетельствующих об относительно высоких средних скоростях осадконакоплений до нескольких см в тыс. лет в евразийской части Арктического бассейна, в его амеразийской части они обычно ниже. Изучение физических свойств осадков большого числа колонок позволило [16] выделить 6 географических областей в пределах Арктического бассейна со специфической литостратиграфией. В то же время, палеомагнитные и изотопные данные иногда интерпретируются в рамках «древней» модели, подразумевающей средние скорости осадконакопления менее 1 мм/тыс.лет и возрастную привязку основного события изменения направления остаточной намагниченности к границе Брюнес-Матуяма [17, 18]. В силу больших временных и пространственных различий в характере осадконакопления, любое региональное исследование представляет несомненный интерес.

В данной работе кратко представлены результаты детального изучения литологических особенностей и состава микрофоссилий из 4-х колонок, 2-х с хребта Ломоносова (евразийская Арктика) и 2-х с хребта Менделеева (амеразийская Арктика) (таблица). Подробное описание результатов содержится в предыдущих публикациях авторов, см. обобщение в [19]. Исследовались вес.% фракции  $>63$  мкм, содержание материала ледового/айсбергового разноса (IRD)  $>500$  мкм и петрографический состав обломков, численность и видовой состав планктонных и бентосных фораминифер, остракод, макрофоссилий. Совокупность этих данных и их корреляция с известными стратиграфическими реперами позволили провести стратиграфическое подразделение колонок, а на его основе реконструировать некоторые особенности природной среды прошлых ледниковых и межледниковых эпох, а также переходных периодов ледниковых терминаций. Наибольший интерес представляет колонка KD12-03-10C с восточного склона хребта Менделеева, которая является одной из немногих колонок, охватывающих весь неоплейстоцен, тогда как большинство неглубоких колонок (как и остальные изученные нами колонки) не вскрывают осадки древнее морской изотопной стадии (МИС) 7-9. Уникальность исследованной колонки состоит в том, что она содержит карбонатные микрофоссилии хорошей сохранности по всей длине осадочной толщи. Подобных колонок с хорошей сохранностью карбонатных микрофоссилий древнее стадий МИС 7-9, когда произошел переход от преимущественно карбонатных бентосных фораминифер к агглютинированному, в Арктике крайне мало.

Осадки исследованных колонок из района приевразийской части хребта Ломоносова не содержат карбонатных микрофоссилий. Пики численности

агглютированных фораминифер в колонке АЛР07-26С с вершины хребта Ломоносова, в основном, совпадают с пиками IRD возрастом морских изотопных стадий (МИС) 1/2, 3/4, 4/5 и 5/6 (максимальный пик). Ниже 400 см и до основания колонки вариации количества IRD и численности агглютированных фораминифер существенно сглажены. Средние скорости седиментации для верхней части разреза оцениваются в  $\sim 3 \text{ см}/10^3$  лет, а экстраполированный возраст основания колонки полагается примерно равным МИС 9. Отсутствие карбонатных микрофоссилий в осадках исследованной колонки, соответствующих МИС 1–6, отличает ее от колонок из центральной части хр. Ломоносова и районов, прилегающих к Гренландии. Возможно, это свидетельствует о менее сплоченном ледовом покрове и более высокой продуктивности в приевразийской части хребта Ломоносова, в том числе за счет притока трансформированных атлантических вод, что приводило к растворению карбонатных раковин.

Таблица. Характеристики исследованных колонок.

станция	широта	долгота	глубина моря, м	длина керна, см
АЛР-26С, хр. Ломоносова	80°48,841 с.ш.	140°34,739 в.д.	1359	940
АЛР-15С, отрог Геофизиков	83°09,88 с.ш.	156°19,45 в.д.	2500	796
АF07-31, хр. Менделеева	78°37,49' с.ш.	171°56,52' з.д.	2280	355
КD12-03-10С, хр. Менделеева	79°25,75' с.ш.	171°55,08' з.д.	2200	575

Осадки колонок с хребта Менделеева, расположенные в районе круговорота Бофорта со сплоченным ледовым покровом, содержат многочисленные карбонатные фоссилии, особенно в интервале МИС 1-11, благодаря чему ледниково-межледниковая цикличность выражена в чередовании пиков IRD, приуроченных к оледенениям и ледниковым терминациям, и пиков содержания планктонных и бентосных фоссилий, соответствующих межледниковьям и межстадиям. Согласно комплексу полученных данных, возраст основания колонки КD12-03-10С оценивается как МИС 19. Скорости осадконакопления существенно ниже, чем в колонках с хребта Ломоносова, и составляют в среднем  $1.5 \text{ см}/10^3$  лет для района колонки АF07-31, и  $0.7 \text{ см}/10^3$  лет для более удаленного от берега района, в котором расположена колонка КD12-03-10С. В колонке КD12-03-10С выделено 9 пиков содержания IRD возрастом МИС 15/16-16, МИС 11/12-12, МИС 9/10-10, 2 пика в пределах МИС 7-8, МИС 5/6-6, МИС 5d, МИС 3/4-4 и МИС 1/2. В колонке АF-0731 выделены 5 верхних пиков IRD, от МИС 1/2 до МИС 7. Растворение карбонатных остатков, присутствие агглютированных форминифер в «доледниковый» период МИС 16-19 указывает на преобладание сезонного ледового покрова и

высокую биопродуктивность. Увеличение вверх по разрезу содержания карбонатов в составе обломков после МИС 12 свидетельствует о росте поставок материала Лаврентийским щитом из Канадской Арктики вследствие прогрессирующей экзарации, растущего похолодания и усиления круговорота Бофорта. Основные пики численности микро- и макрофоссилий приурочены к МИС 11, МИС 5а, МИС 5с, МИС 1-3. Слабая «выраженность» межледниковья МИС 5е связывается с влиянием притока талых вод и вызванной ими стратификации поверхностных вод после таяния обширных ледниковых щитов и шельфовых ледников стадии МИС 6. Важным стратиграфическим репером является межледниковье МИС 11. Высокая численность всех фоссилий, доминирование субполярного симбионт-содержащего вида планктонных фораминифер *Turborotalita egelida* и других субполярных видов среди планктонных фораминифер, обилие шельфовых видов бентосных фораминифер и остракод, крайне низкое количество IRD свидетельствуют о сокращенном ледовом покрове, высокой биопродуктивности и, вероятно, значительном влиянии тихоокеанских вод. После МИС 11 наблюдается направленное похолодание, приведшее к развитию многолетнего ледового покрова после МИС 7, и усилению контрастности климатических колебаний.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*, 2010. V. 79. № 2. P. 97–121.
2. Polyak L., Alley R., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // *Quat. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 1757–1778.
3. Polyak L., Best K.M., Crawford K.A. et al. Quaternary history of sea ice in the western Arctic based on foraminifera // *Quat. Sci. Rev.* 2013. V. 79. P. 145–156.
4. Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R. et al. Arctic Ocean glacial history // *Quat. Sci. Rev.* 2014. V. 92. P. 40–67.
5. Marzen R., DeNinno L.H., Cronin T.M. Calcareous microfossil-based orbital cyclostratigraphy in the Arctic Ocean // *Quat. Sci. Rev.* 2016. V. 149. P. 109–121.
6. Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // *Glob. Planet. Change*. 2001. V. 31. P. 1–22.
7. Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1455–1483.
8. Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1435–1454.
9. Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial

regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2004. V. 203. P. 73–93.

10. Polyak L., Bischof J., Ortiz J. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // *Glob. Planet. Change.* 2009. V. 68. P. 5–17.

11. Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean. PhD Thesis, Stockholm University. 2011. 32 p.

12. Крылов А.А., Шилов В.В., Андреева И.А., Миролюбова Е.С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // *Пробл. Арктики и Антарктики.* 2011. № 2. С. 7–22.

13. Cronin T.M., Polyak L., Reed D. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendeleev Ridge based on ostracodes // *Quat. Sci. Rev.* 2013. V. 79. P. 157–167.

14. Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L. et al. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // *Mar. Micropal.* 2014. V. 111. P. 118–133.

15. Dipre G.R., Polyak L., Kuznetsov A.B. et al. Plio-Pleistocene sedimentary record from the Northwind Ridge: new insights into paleoclimatic evolution of the western Arctic Ocean for the last 5 Ma // *Arktos.* 2018. V. 4. 24. Doi: 10.1007/s41063-018-0054-y.

16. Sellén E., O'Regan M., Jakobsson M. Spatial and temporal Arctic Ocean depositional regimes: a key to the evolution of ice drift and current patterns // *Quat. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 3644–3664.

17. Not C., Hillaire-Marcell C. Time constraints from  $^{230}\text{Th}$  and  $^{231}\text{Pa}$  data in late Quaternary, low sedimentation rate sequences from the Arctic Ocean: An example from the northern Mendeleev Ridge // *Quat. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 3665–3675.

18. Piskarev A., Elkina D. Giant caldera in the Arctic Ocean: evidence of the catastrophic eruptive event // *Sci. Rep.* 2017. V. 7. 46248. Doi:10.1038/srep46248.

19. Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Гусев Е.А. и др. Некоторые аспекты стратиграфии и палеогеографии евразийской и амеразийской Арктики в плейстоцене по литологическим и микропалеонтологическим данным // *Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова.* М.: Геогр. ф-т МГУ, 2020. С. 226–278.

Lithology and fossils from 2 cores in the Eurasian (Lomonosov ridge) and 2 cores in the Amerasian (Mendeleev ridge) Arctic Ocean allowed for their stratigraphic subdivision based on variability in IRD, planktonic and benthic foraminifers, ostracods, macrofossils. Significant differences between the studied regions were revealed in the degree of preservation of carbonate microfossils, the number and amplitude of IRD peaks, the rates of sedimentation, and the manifestation of glacial-interglacial cyclicity.

**Трубкин И.П.<sup>1</sup>, Немировская И.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт экологии МПР, г. Москва; <sup>2</sup>ИО РАН, Москва; e-mail: nemir44@mail.ru)

### **Модельные расчеты изменчивости наносов в Печорском море**

**Trubkin I.P.<sup>1</sup>, Nemirovskaya I.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>All-Russian Scientific Research Institute of Ecology, Moscow; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

### **Model calculations of the variability of supplies in the Pechora Sea**

Ключевые слова: взвесь, донные осадки, масса наносов, модельные расчеты

Результаты расчетов пространственного распределения деформаций дна в придонной области Печорского моря при различных направлениях ветра показали, что на шельфе доминирует размыв дна, тогда как в береговой зоне шторма преобладающих направлений вызывают аккумуляцию наносов. Сами берега в основном разрушаются и отступают, что в итоге должно приводить к выполаживанию подводного берегового склона. Сделан вывод о наличии в береговой зоне крупномасштабных относительно обособленных литодинамических ячеек. Масса осадков, перемещенных в течение шторма, измеряется сотнями тонн на квадратный километр дна и увеличивается с ростом скорости ветра. Основная масса материала транспортируется во время штормов в полосе глубин от 10 до 30 м.

В связи с перспективным освоением нефтегазовых ресурсов окраинных морей РФ приобретает особую важность и актуальность изучение пространственной изменчивости взвешенного вещества в придонной области и деформаций дна при различных гидрометеорологических условиях. Интерес к исследованию Печорского моря в значительной мере обусловлен высоким нефтегазоносным потенциалом его недр [1]. Цель данной работы – по результатам численного моделирования оценить транспорт донных осадков и пространственной изменчивости деформаций дна, характерных для Печорского моря в условиях различной штормовой активности. К числу решаемых при этом задач относилось: выявление характерных для рассматриваемого района зон прибрежной циркуляции и наибольшей интенсивности потоков наносов, а также зон наибольших деформаций дна.

Рельеф морского дна Печорского моря представляет собой равнину с мелкими неровностями и уклонами от берега в сторону открытого моря [2]. Наибольшая глубина (210 м) отмечена на западной морской границе района. Вдоль материкового побережья располагается обширное мелководье шириной до 150 км. Аккумулятивно-абразионный рельеф дна прослеживается до глубин около 50 м. Сохранились крупные фрагменты субаэрального рельефа позднего плейстоцена – раннего голоцена. При

сопоставлении распределения литотипов Печорского моря с придонными течениями [3] напрашивался парадоксальный вывод – наблюдалась обратная зависимость крупности осадка и скорости придонных течений. Последнее объясняется большой величиной отношения валового потока осадочного материала к скорости придонных течений в периферических частях бассейна по сравнению с его центральной частью.

В основу наших расчетов транспорта наносов положены аналитические соотношения А.Е. Михинова [4]. Принятая модель дополнена учетом параметров инфрагравитационных волн [5, 6]. Исходными данными для расчетов служат: пространственное распределение глубин, средний размер частиц донных наносов и параметров ветра, на основе которых вычисляются компоненты скорости течений, а также пространственные распределения высот и углов подхода волн. Используемые методы и алгоритмы расчетов гидро- и литодинамических процессов были ранее апробированы в ходе исследований в различных морях, а также на многочисленных объектах морского гидротехнического строительства.

Количественной мерой интенсивности транспорта донного материала является вектор удельного объемного расхода наносов:  $q_s = (q_{sx}, q_{sy})$ , с размерностью  $m^2/c$ . При известном распределении величины  $q_s$  расчет деформаций дна проведен с помощью уравнения сохранения массы:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{1-\varepsilon} \left( \frac{\partial q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{sy}}{\partial y} \right),$$

где  $H$  – локальная глубина;  $\varepsilon$  – коэффициент пористости донного грунта. По опубликованным метеорологическим данным были определены возможные скорости и направления ветра с различной обеспеченностью для 8 румбов и повторяемость ветров различных направлений. С учетом батиметрических данных были рассчитаны поля течений, ветровых и инфрагравитационных волн, а затем поля расходов наносов, деформаций рельефа дна, согласно методике [5].

Результаты расчетов представлены в виде карт относительных деформаций дна (рис. 1). Из них следует, что относительные деформации дна в штормах направлений от  $90^\circ$  до  $225^\circ$  приводят к аккумуляции наносов (положительные значения) в береговой зоне вдоль всего побережья Печорского моря. В расположенной мористее области шельфа, наоборот, доминирует размыв дна (отрицательные значения). В периоды отдельных штормов могут быть условия, приводящие как к аккумуляции наносов, так и к размыву дна в береговой зоне. Превалирование тех или иных условий зависит от изменения климата и метеорологического режима данного района в разные периоды времени. Главный результат состоит в том, что направление потока наносов зависит от экспозиции берега по отношению к вектору результирующего ветро-волнового воздействия, а его мористая граница простирается далеко за пределы зоны обрушения волн. Чем больше вдольбереговая составляющая вектора ветро-волнового воздействия, тем

устойчивее и мощнее поток.

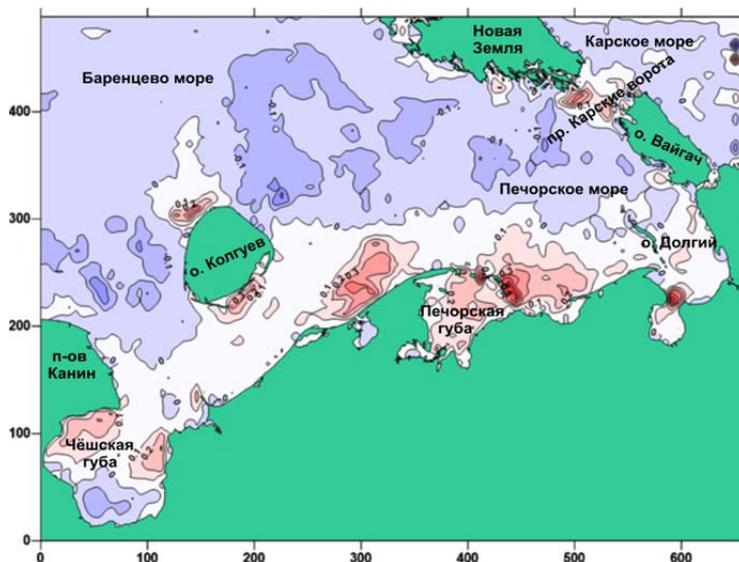


Рис. 1. Относительные деформации дна (мм) при 3-х суточном шторме обеспеченности 1 раз в год при ветрах, характерных в рассматриваемом районе (масштаб по осям в километрах).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что при малых значениях скорости ветра (до 7.5 м/с) существенных перемещений наносов не происходит. Наиболее часто наблюдаемые и особо опасные явления погоды в Печорском море связаны с сильными и штормовыми ветрами со скоростями более 15 м/с [7].

Результаты, характеризующие относительные деформации дна, позволяют оценить массу транспортируемых наносов. Были получены соответствующие оценки масс (в т/км<sup>2</sup>) в зависимости от скорости ветра в шторме (рис. 2), а также в зависимости от рассматриваемой ширины прибрежной полосы. Эти оценки и их аппроксимации кривой Гаусса  $y = y_0 + A \exp\left(-\frac{(x-x_c)^2}{2w^2}\right)$  могут быть полезны при разработке концепции эффективной защиты берега от размыва.

Таким образом, проведенные расчеты позволили оценить количественные параметры транспорта наносов и деформаций дна на акватории Печорского моря при характерных динамических режимах. При этом в области мелководного шельфа доминирует тенденция к размыву дна. В береговой зоне шторма преобладающих направлений от 90° до 225° вызывают, главным образом, аккумуляцию наносов вдоль всего побережья

Печорского моря. При этом сами берега в основном разрушаются и отступают. Эти процессы в итоге должны приводить к выполаживанию подводного берегового склона.

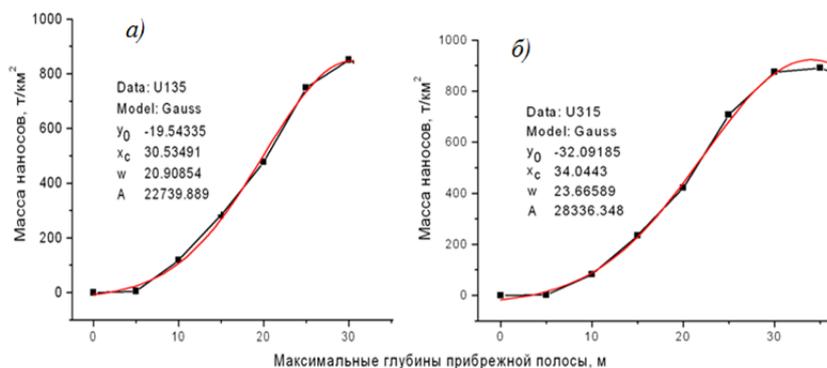


Рис. 2. Масса транспортируемых наносов ( $t/km^2$ ) при различной ширине прибрежной полосы и параметры аппроксимации рассматриваемой функциональной зависимости за период трехдневного шторма обеспеченности 1 раз в год: юго-западного (а) и северо-восточного (б) преобладающих направлений скорости ветра. Точки – расчетные данные, плавная кривая – аппроксимация.

Однонаправленные потоки возможны лишь на отдельных выровненных участках. Масса осадков, перемещенных в течение шторма, измеряется сотнями тонн на квадратный километр дна и увеличивается с ростом скорости ветра. Основная масса материала транспортируется во время штормов в полосе глубин от 10 до 30 м.

Исследования проводили в рамках государственного задания (тема №0128-2021-0015), обобщение материалов при поддержке РНФ (проект № 19-17-00234).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н. и др. Современное ресурсное состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы шельфовой области российской Арктики // Разведка и охрана недр. 2016. № 9. С. 136–142.
2. Печорское море. Опыт системных исследований. М.: Издательская группа "Море", 2003. 486 с.
3. Gurevich V.L. Recent sedimentogenesis and environment of the Arctic shelf of western Eurasia. Oslo: NPI, 1995. Meddelelser.V. 131. 92 p.
4. Михинов А.Е. Динамика наносов в морской прибрежной зоне. Диссерт.

на соиск. уч. степ.доктора геогр. наук. М.: 1992. 583 с.

5. Трубкин И.П. Ветровое волнение (взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик). М.: Научный мир, 2007. 264 с.

6. Трубкин И.П., Немировская И.А. Пространственная изменчивость взвеси в области вторичного загрязнения донных осадков в районе дампинга (модельные расчеты полигона в заливе Находка) // Геоморфология. 2020. № 2. С. 102–115.

7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море.Л.: Гидрометеиздат, 1991. Вып. 1. 280 с.

The results of calculations of the spatial distribution of bottom deformations in the bottom area of the Pechora Sea at different wind directions are presented. It is shown that bottom erosion dominates on the shelf, while in the coastal zone of the storm the prevailing directions cause accumulation of sediments. The shores themselves are mostly destroyed and receding, which ultimately should lead to a flattening of the underwater coastal slope. It is concluded that there are large-scale relatively isolated lithodynamic cells in the coastal zone. The mass of precipitation displaced during a storm is measured in hundreds of tons per square kilometer of seabed and increases with increasing wind speed. The bulk of the material is transported during storms in a strip of depths from 10 to 30 m.

**Ульянцев А.С.<sup>1</sup>, Чаркин А.Н.<sup>2</sup>, Семин В.Л.<sup>1</sup>, Семкин П.Ю.<sup>2</sup>,  
Кукла С.П.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: uleg85@gmail.com; <sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток)

**Морфологическое разнообразие железомарганцевых конкреций Чаунской губы**

**Ulyantsev A.S.<sup>1</sup>, Charkin A.N.<sup>2</sup>, Syomin V.L.<sup>1</sup>, Semkin P.Yu.<sup>2</sup>,  
Kukla S.P.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok)

**Morphological diversity of ferromanganese nodules of the Chaun Bay**

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, Чаунская губа, железомарганцевые конкреции, морфология

В ходе 60 рейса НИС «Академик Опарин» в Чаунскую губу Восточно-Сибирского моря (26 сентября–11 ноября 2020 г.) были изучены пространственное распространение и морфология железомарганцевых конкреций (ЖМК). По морфологическим характеристикам было выделено три доминирующих типа ЖМК. Зафиксированное в экспедиции разнообразие железомарганцевых корок наряду с их различной зрелостью и пестрым пространственным распределением свидетельствует об активном протекании на дне Чаунской губы процессов рудогенеза.

Железомарганцевые конкреции (ЖМК) в арктических морях России являются активно изучаемым объектом исследования, что связано с их рудным и индикаторным потенциалом [1–3]. При этом роль железомарганцевого рудогенеза в Арктике и его активность до сих пор остаются недооцененными, что требует получения новых данных по распространенности и морфологическим характеристикам ЖМК. Интерес к изучению Чаунской губы связан со слабой изученностью этого района и незначительным количеством натуральных данных. По имеющимся физико-химическим характеристикам воды, элементам флоры и фауны, а также данным распределения температуры и солености был выделен уникальный биоценоз и охарактеризован слой воды, по своим характеристикам близкий к Тихоокеанским высокобореальным водным массам [4–8].

Работы по исследованию морфологии и встречаемости ЖМК в Чаунской губе выполнялись в 60 рейсе НИС «Академик Опарин» [9]. Расположение станций геологического пробоотбора показано на рис. 1. ЖМК отбирали с помощью пробоотборника Экмана (0.25 м<sup>2</sup>) и дночерпателя «Океан» (0.1 м<sup>2</sup>). Для описания часть проб ЖМК высушивалась на борту судна в сушижаровом шкафу при +55 °С в течение 48 часов. Оставшаяся часть проб

помещалась в полиэтиленовые zip-пакеты и замораживалась для последующих анализов.

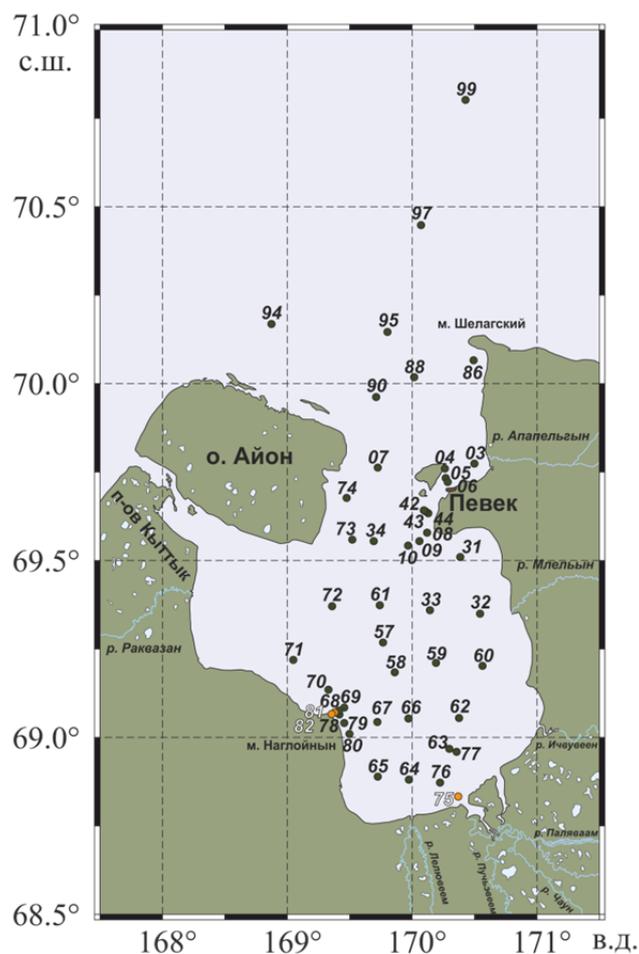


Рис. 1. Карта-схема расположения станций.

По результатам исследования в центральной части Чаунской губы зафиксировано мощное скопление ЖМК на дне (ст. 58, 59). Эти образования небольшого размера (1–4 см), шаровидной, эллипсоидной, палочковидной и эритроцитовидной формы (рис. 2а), являются наиболее встречаемым типом ЖМК в Чаунской губе. Они также обнаружены в поверхностном слое ст. 63 и в восстановленном слое ст. 72, но в гораздо

меньшем количестве. Конкреции твердые, на сломе темно-коричневого и черного цвета, отчетливо прослеживается слоистость структуры. Затравками для формирования этого типа конкреций являются трубки полихет, небольшие створки бивальвий и мелкий обломочный материал.

Второй тип ЖМК обнаружен в юго-западной части губы близ мыса Наглойнын на ст. 67 в поверхностном слое (рис. 2б). Это более крупные в диаметре (больше 5 см) по сравнению с первым типом образования неправильной блиновидной формы с загнутыми краями, более хрупкие, слоистые, цвет от коричневого до темно-коричневого. Субстратом для формирования таких ЖМК являются более крупные створки бивальвий, которые в исследованном районе активно заселяются бактериями.

Третий тип ЖМК обнаружен в районе ст. 69 и отличается овальной и круглой формой до 10 см в диаметре (рис. 2в). Эти ЖМК плоские, наиболее твердые из всех обнаруженных нами корок, их отличает наличие на поверхности множества мелких лунок и сквозных отверстий. Цвет от коричневого до темно-коричневого. Субстратом для формирования третьего типа ЖМК являются створки бивальвий, галька и гравий. В горле Чаунской губы близ мыса Певек обнаружены незрелые ЖМК коричнево-ржавого цвета, очень хрупкие (рис. 2г). Отчетливо видно, что основой для их образования послужили створки бивальвий и трубки полихет.

На ст. 68 со дна поднята исполинская конкреция общей длиной 40 см (рис. 2д). На ее поверхности зафиксировано формирование более мелких ЖМК. Примечательно, что именно на ст. 68 был зафиксирован выход со дна растеplенного субмаринного флюида повышенной солености, что подтверждено результатами прямых температурных измерений донных осадков и гидрологическими данными. Мы предполагаем, что в юго-западной части Чаунской губы близ мыса Наглойнын в результате субмаринной разгрузки грунтовых вод сформировались уникальные условия, в которых процессы железомарганцевого рудогенеза протекают значительно активнее по сравнению с другими районами акватории губы.

Зафиксированное в экспедиции морфологическое разнообразие железомарганцевых корок наряду с их различной зрелостью и пестрым пространственным распределением свидетельствует об активном протекании на дне Чаунской губы процессов рудогенеза. Столь активная динамика этих процессов в пределах сравнительно малой акватории (100 на 150 км) связана с изолированностью Чаунской губы от Восточно-Сибирского моря, в которой сформировалась благоприятная среда для железомарганцевого рудогенеза. Зрелые ЖМК, обнаруженные нами в восстановленных горизонтах на глубинах 30 см и более от поверхности дна, свидетельствуют о том, что их формирование происходило в голоцене непрерывно, и благоприятные для железомарганцевого рудогенеза условия среды сформировались несколько тысячелетий назад.



Рис. 2. Внешний вид поднятых со дна железомарганцевых конкреций. (а) – ст. 58, 59; (б) – ст. 67; (в) – ст. 69; (г) – ст. 42-43; (д) – ст. 68.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 19-77-10044) в рамках Госзаданий ИО РАН (тема № 0128-2021-0005) и ТОИ ДВО

РАН (тема № FWMM-2019-0005).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурин Г.Н. Вариации состава железомарганцевых конкреций Карского моря // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 1. С. 153–161.
2. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Особенности химического и минерального состава железомарганцевых конкреций Чукотского моря // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 7. № 54. С. 853–866.
3. Шульга Н.А., Дроздова А.Н., Пересыпкин В.И. Железомарганцевые конкреции Карского моря: связь органического вещества с рудными элементами // *ДАН*. 2017. Т. 472. № 6. С. 697–700.
4. Экосистемы и фауна Чаунской губы и сопредельных вод Восточно-Сибирского моря // *Исследования фауны морей* / Под ред. Скарлато А.О. СПб.: ЗИН РАН, 1994. Вып. 48 (56). 153 с.
5. Экосистемы, флора и фауна Чаунской губы Восточно-Сибирского моря // *Исследования фауны морей* / Под ред. Скарлато А.О. СПб.: ЗИН РАН, 1994. Вып. 47 (55). 267 с.
6. Гагаев С.Ю. Оазис на дне арктического моря // *Человек и стихия*. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 150–151.
7. Гагаев С.Ю. Сравнительная характеристика таксоценов полихет пролива Певек, Чаунской губы и пролива Лонга // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 3. С. 398–403.
8. Гагаев С.Ю., Бестужева И.Л., Андронов П.Ю. К вопросу о сезонных изменениях в донных биоценозах амеразийского сектора Арктики на примере Чаунской губы Восточно-Сибирского моря // *Океанология*. 1997. Т. 37. № 5. С. 761–769.
9. Ульяновцев А.С., Чаркин А.Н., Семин В.Л., Киреенко Л.А., Боцул С.А., Леусов А.Э., Семкин П.Ю., Кукла С.П. Геологические исследования верхней осадочной толщи Чаунской губы в 60-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Опарин» // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 4. С. 666–668.

During the 60th cruise of the R/V *Akademik Oparin* to the Chaun Bay of the East Siberian Sea (September 26–November 11, 2020), the spatial distribution and morphology of ferromanganese nodules were studied. The morphological diversity of ferromanganese crusts recorded in the expedition, along with their different maturity and variegated spatial distribution, indicates the active ore genesis processes at the bottom of the Chaun Bay.

**Халиков И.С.<sup>1</sup>, Яхрюшин В.Н.<sup>1</sup>, Пронин А.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>ФГБУ "НПО "Тайфун", г. Обнинск, e-mail: khalikov@rpatyphoon.ru;<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Метод сравнения профилей ПАУ с использованием коэффициента расхождения на примере донных отложений Баренцева и Карского морей**

**Khalikov I.S.<sup>1</sup>, Yakhryushin V.N.<sup>1</sup>, Pronin A.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Federal State Budgetary Institution "Research and Production Association "Typhoon", Obninsk; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Method for comparing PAH profiles using the coefficient of divergence on the example of bottom sediments of the Barents and Kara seas**

Ключевые слова: донные отложения, ПАУ, коэффициент расхождения, Баренцево и Карское море

Предложен метод сравнения сходства профилей ПАУ в донных отложениях с использованием коэффициента расхождения ( $Kp$ ). Профили ПАУ в донных отложениях обследуемых лицензионных участков Баренцева моря близки и сильно отличаются от состава полиаренов Карского моря.

Исследование Арктики приобрело в настоящее время особую остроту в связи с тем, что на российском арктическом шельфе началось освоение нефтегазовых месторождений. Для условий арктических морей помимо экономической эффективности при реализации проектов разработки ресурсов нефти и газа необходимо обеспечить также их экологическую безопасность.

Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) представляют опасность для акваторий с точки зрения их содержания в объектах, устойчивости к химической и биологической трансформации, способности к аккумуляции, трансграничного переноса, повсеместного распространения и токсикологических характеристик [1]. Проблема установления источников поступления и загрязнения объектов природной среды ПАУ весьма актуальна [2].

В системе контроля окружающей среды сравнение наборов данных содержания загрязняющих веществ в объектах среды имеет большое значение. Хроматографический профиль ПАУ любого объекта служит его индивидуальной характеристикой и поэтому может использоваться для идентификации источников поступления и происхождения.

Наблюдения за загрязнением донных отложений являются неотъемлемой частью мониторинга состояния водных сред. Материалом для исследований профилей ПАУ являлись пробы донных отложений Баренцева (52 пробы, глубины > 100 м) и Карского (70 проб) морей,

которые были отобраны в июне-октябре 2016 г. Отбор проб проводился на лицензионных участках (ЛУ) Баренцева моря: Демидовского, Ферсмановского, Медвежьего, Лудловского, Ледового и ЛУ Карского моря – Северо-Харасавэйского и Шараповского (табл.1). Отбор проб донных отложений, пробоподготовка, анализ ПАУ и результаты содержания описаны в работе [3].

Таблица 1. Сокращенные обозначения мест отбора в Баренцевом и Карском морях

Лицензионный участок, количество проб (n)	Аббревиатура
Демидовский ЛУ, n=6	Дем
Ферсмановский ЛУ, n=15	Фер
Медвежий ЛУ, n=10	Мед
Лудловский ЛУ, n=15	Луд
Ледовый ЛУ, n=6	Лед
Баренцево море, среднее, n=52	БМ
Северо-Харасавэйский ЛУ, > 50 м, n=29	СХ1
Северо-Харасавэйский ЛУ, < 50 м, n=14	СХ2
Шараповский ЛУ, > 50 м, n=9	Ш1
Шараповский ЛУ, < 50 м, n=18	Ш2
Карское море, среднее, >50 м, n=38	КМ1
Карское море, среднее, < 50 м, n=32	КМ2

Для сравнения сходства или различия профилей средних концентраций ПАУ в донных отложениях из разных мест отбора проб использовали коэффициент ( $Kp$ ) расхождения (дивергенции) [4], который рассчитывали следующим образом:

$$Kp = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left( \frac{x_{i1} - x_{i2}}{x_{i1} + x_{i2}} \right)^2}$$

где  $x_{i1}$  и  $x_{i2}$  представляют среднюю концентрацию компонента  $i$  (отдельного ПАУ) в местах отбора проб (1 и 2 представляют два места отбора проб), а  $n$  – количество определяемых ПАУ.  $Kp$  является показателем степени различия двух наборов данных, состоящих из одинакового числа компонентов. Коэффициент расхождения, самонормализующийся параметр, может быть рассчитан как из краткосрочных измерений, так и долгосрочных средних значений.

В этом исследовании был проведен анализ 13 ПАУ: фенантрен, антрацен, флуорантен, пирен, бенз(а)антрацен, хризен, бенз(е)пирен, бенз(б)флуорантен, бенз(к)флуорантен, бенз(а)пирен, дибенз(а,н)антрацен, бенз(г,н,и)перилен, инден[1,2,3-с,д]пирен. Если значение  $Kp$  приближается к нулю, то это указывает на то, что профили ПАУ на двух участках отбора

проб аналогичны, а коэффициент расхождения, который приближается к единице, указывает, что профили значительно различаются. Значения  $K_p$  для донных отложений из разных мест отбора проб Баренцева и Карского морей приведены в табл. 2.

Таблица 2. Коэффициенты расхождения профилей ПАУ для сравнения участков Баренцева и Карского морей

	Дем	Фер	Мед	Луд	Лед	БМ	СХ1	СХ2	Ш1	Ш2	КМ1	КМ2
Дем	0											
Фер	<b>0.14</b>	0										
Мед	<b>0.13</b>	<b>0.12</b>	0									
Луд	<b>0.13</b>	<b>0.21</b>	<b>0.13</b>	0								
Лед	<b>0.18</b>	<b>0.20</b>	<b>0.10</b>	<b>0.10</b>	0							
БМ	<b>0.10</b>	<b>0.12</b>	<b>0.04</b>	<b>0.10</b>	<b>0.10</b>	0						
СХ1	0.48	0.55	0.54	0.47	0.53	0.52	0					
СХ2	0.90	0.91	0.92	0.91	0.93	0.92	0.83	0				
Ш1	0.52	0.59	0.58	0.51	0.56	0.55	<b>0.12</b>	0.82	0			
Ш2	0.91	0.92	0.93	0.92	0.94	0.93	0.87	<b>0.20</b>	0.86	0		
КМ1	0.49	0.56	0.55	0.48	0.53	0.52	<b>0.03</b>	0.83	<b>0.09</b>	0.87	0	
КМ2	0.91	0.92	0.93	0.92	0.93	0.92	0.85	<b>0.10</b>	0.94	<b>0.10</b>	0.85	0

Как правило, рассчитанные значения  $K_p$  были низкими (менее 0.21; выделено полужирным шрифтом) для лицензионных участков в Баренцевом море и мест отбора в Карском море с одинаковыми условиями (с глубиной более или менее 50 м), что указывает на то, что составы ПАУ в этих местах одинаковы и профили очень близки между собой. Было отмечено, что профили ПАУ в донных отложениях Баренцева моря значительно отличались от профилей в местах отбора Карского моря (табл. 2). Особенно сильное различие ( $K_p > 0,9$ ) наблюдалось для мест отбора в Карском море с глубинами менее 50 м. Согласно общей литогеохимической закономерности, с увеличением содержания пелитовой фракции с глубиной, илестые осадки должны содержать ПАУ в большей степени, чем песчаные отложения.

В работе [3] обнаружено, что в донных отложениях Баренцева моря по сравнению с Карским морем значительную роль играют высокомолекулярные ПАУ с техногенным поступлением. Различия в профилях ПАУ указывают на то, что источники поступления полиаренов являются разными.

Были выявлены также высокие значения коэффициента подобия в местах отбора в Карском море в зависимости от глубины ( $>$  или  $<$  50 м), что свидетельствует о важности гранулометрического состава донных отложений. Среднее содержание органического углерода ( $C_{орг}$ ) на лицензионных участках в Баренцевом море было в 2.5 раза больше, чем в Карском море с глубинами  $>$  50 м и больше чем на порядок с глубинами  $<$

50 м [3]. Содержание  $C_{\text{орг}}$  увеличивалось в более глубоководных местах с преобладанием мелкодисперсных фракций в условиях ослабления гидродинамической активности. Минимальные величины  $C_{\text{орг}}$  зафиксированы в песках Карского моря с преобладанием фракции ( $d > 0.1$  мм). Концентрации ПАУ в донных отложениях обусловлены сорбционными свойствами осадков, наиболее высокое содержание отмечалось в мелкодисперсных донных отложениях, обладающих большей активной площадью поверхности и более высоким содержанием органического углерода.

Уровни загрязнения донных отложений ПАУ обследуемых районов арктических морей относительно невысоки и указывают на более высокую антропогенную нагрузку на Баренцево море по сравнению с Карским морем. Определяющими факторами загрязнения являются трансграничный атмосферный и водный перенос ПАУ.

Метод сравнения профилей с помощью коэффициента расхождения можно успешно использовать для идентификации источников поступления ПАУ в разных объектах природной среды.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Khalikov I.S. Identification of Sources of Environmental Pollution by Polycyclic Aromatic Hydrocarbons on the Basis of Their Molar Ratios // Russian Journal of General Chemistry. 2018. V. 88. № 13. P. 2871–2878.
2. Korunov A.O., Khalikov I.S., Surnin V.A., Zapevalov M.A., Bulgakov V.G. Atmospheric Air Pollution with Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Krasnoyarsk Region Cities // Russian Journal of General Chemistry. 2020. V. 90. № 13. P. 2563–2572.
3. Халиков И.С. Полициклические ароматические углеводороды в донных отложениях Баренцева и Карского морей // Вестник биотехнологии и физико-химической биологии им. Ю.А. Овчинникова. 2020. Т. 16. № 1. С. 13–19.
4. Wongphatarakul V., Friedlander S.K., Pinto J.P. A Comparative Study of  $PM_{2.5}$  Ambient Aerosol Chemical Databases // Environ. Sci. Technol. 1998. V. 32. № 24. P. 3926–3934.

A method is proposed for comparing the similarity of PAH profiles in bottom sediments using the coefficient of divergence ( $Kp$ ). The PAH profiles in the bottom sediments of the surveyed license areas in the Barents Sea are close and strongly differ from the composition of the polyaerenes in the Kara Sea.

**Элькина Д.В.<sup>1,2</sup>, Пискарев А.Л.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>«Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, e-mail: darielfly@gmail.com; <sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург)

**Палеомагнитные данные по колонкам донных осадков из района Центральных Арктических Поднятий: поднятие Менделеева – котловина Подводников – хребет Ломоносова**  
**Elkina D.V.<sup>1,2</sup>, Piskarev A.L.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Gramberg All-Russian State Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg; <sup>2</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg)

**Paleomagnetic data on sediment cores from the Central Arctic Submarine Elevations Complex: Mendeleev Ridge – Podvodnikov Basin – Lomonosov Ridge**

Ключевые слова: морские осадки, стратиграфия, скорость осадконакопления, палеомагнетизм, поднятие Менделеева, хребет Ломоносова.

Данные палеомагнитных исследований колонок донных морских осадков длиной до 8 метров, отобранных в ходе рейсов НИС «Polarstern» в 2008 и 2014 гг. в районе Центральных Арктических Поднятий, позволили проследить условия седиментации через разрез поднятие Менделеева – котловина Подводников – хребет Ломоносова, действующие в плиоцен-четвертичное время.

Определение возраста донных морских осадков в Северном Ледовитом океане является нетривиальной задачей, усложняемой из-за бедности осадка биологическим материалом и применимости радиоуглеродного метода только в пределах верхней части разреза, что в совокупности с неоднозначной интерпретацией палеомагнитных данных приводит к публикациям возрастных моделей, противоречащим друг другу. Более того, средние скорости осадконакопления, полученные для определенных морфоструктур центрального Арктического бассейна, часто переносятся на другие его части, где может действовать совершенно отличный режим осадконакопления, что в свою очередь ведет к значительным погрешностям при обобщении средних скоростей и распространении на весь бассейн.

Результаты проведенных палеомагнитных исследований по колонкам донных осадков с поднятия Менделеева (PS72/396-5) и хребта Ломоносова (PS87/023-1) [1] были дополнены данными по колонке из котловины Подводников (PS87/074-3) [2] (рис.). Исследование колонок донных морских осадков, отобранных в районе поднятия Менделеева, котловины Подводников и хребта Ломоносова стало возможным в рамках совместного исследования с Институтом полярных и морских исследований им.

Альфреда Вегенера (AWI), Германия. Колонки были отобраны в ходе двух рейсов НИЛ «Полярштерн» в 2008 и 2014 гг. [3–4]

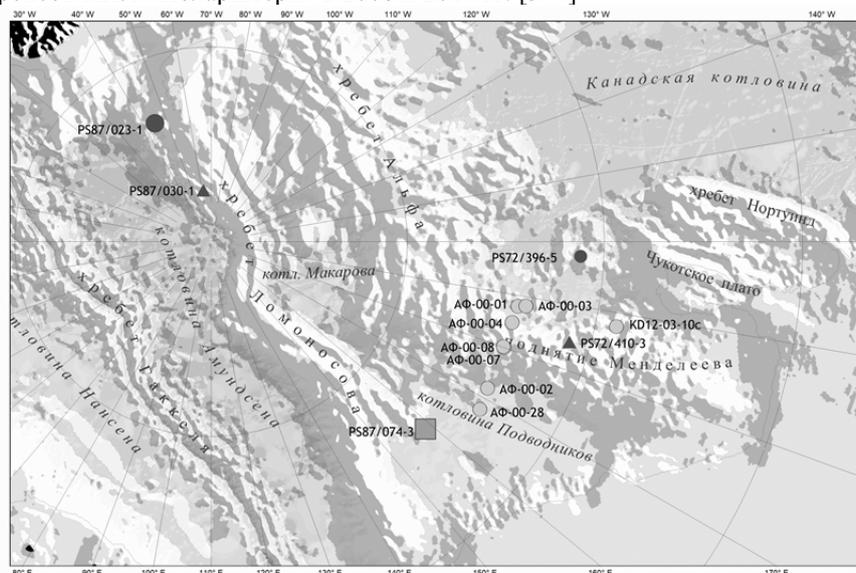


Рисунок. Схема расположения станций.

В данном докладе основной упор сделан на представления палеомагнитных данных по колонке PS72/396-5, по результатам ступенчатого размагничивания переменным магнитным полем которой методом компонентного анализа [5] с высокой детальностью была рассчитана компонента характеристической остаточной намагниченности (ChRM) вместе с максимальным угловым отклонением, мерой качества рассчитанных значений ChRM. Кроме того, для проверки стабильности интервалов, особенно там, где были получены отрицательные наклонения, были проведены всесторонние рок-магнитные исследования по образцам осадков PS72/396-5. Последние не показывают особых различий между отрицательно и положительно намагниченными интервалами для глубин около 3.8 м, которые были интерпретированы как охватывающие хроны Брюнес (0.78 млн. лет) и Матуяма (2.58 млн. лет), тем самым устанавливая средние скорости осадконакопления в четвертичном периоде в районе 1,5 мм в тыс. лет. Кроме того, по этой колонке были проведены измерения методом неравновесного тория [6], которые также находятся в согласии с этими оценками.

Авторы признательны Рудигеру Штайну, Йенсу Маттиссену, Валтеру Гайберту (Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера) и Томасу Фредериксу (Бременский университет) за

предоставление материалов и организацию совместного исследования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Элькина Д.В., Пискарев А.Л. Новые данные палеомагнитных исследований морских донных осадков района центральной Арктики // Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ИО РАН, 2019. С. 173–174. DOI:10.29006/978-5-9901449-6-5.ICMG2019-2.
2. Элькина Д.В., Пискарев А.Л. Первые результаты палеомагнитных исследований четвертично-плиоценовых скоростей осадконакопления на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова, Северный Ледовитый океан // Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ИО РАН, 2017. С. 124–127.
3. Stein R., Matthiessen J., Niessen F., Krylov A., Nam S.I., Bazhenova E. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010. V. 79. № 2. P. 97–121.
4. Stein R. The Expedition PS87 of the Research Vessel Polarstern to the Arctic Ocean in 2014 // *Berichte zur Polar-und Meeresforschung – Reports on polar and marine research*. 2015. V. 688. 273 p.
5. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophysical Journal International*. 1980. V. 62. № 3. P. 699–718.
6. Geibert W. et al. Glacial episodes of a freshwater Arctic Ocean covered by a thick ice shelf // *Nature*. 2021. V. 590. № 7844. P. 97–102.

Long sediment cores collected from the area of the Central Arctic Submarine Elevations Complex during two Polarstern expeditions in 2008 and 2014 were subjected to paleomagnetic studies. This research has shown the significant variation in mean sedimentation rates along transect of the Mendeleev Rise the Podvodnikov Basin the Lomonosov Ridge during the Pliocene–Quaternary.

**Popova E.<sup>1</sup>, Taldenkova E.<sup>2</sup>, Krylov A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>The All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, Saint Petersburg, e-mail: 4elenapopova@gmail.com; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University)

**Mineralogical and petrographic composition of the sediments as an indicator of environmental changes in the Franz Victoria Trough, the Barents Sea**

**Попова Е.А.<sup>1</sup>, Талденкова Е.Е.<sup>2</sup>, Крылов А.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга» (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург; <sup>2</sup>Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова)

**Минералогический и петрографический состав осадков как индикатор изменения палеообстановки в желобе Франц-Виктория, Баренцево море**

Ключевые слова: петрографический состав, минералогический состав, ледовый перенос, дегляциация, Желоб Франц-Виктория, Баренцево море

Sediments from a core in the Franz Victoria trough, the Barents Sea, are studied in terms of mineralogical and petrographic composition. The main constituents were 'black shale, quartz, siltstone, sandstone, quartzite, argillite, and carbonates. The core was eventually divided into three layers representing three stages of late deglaciation: I. deglacial, II. transitional period, III. Holocene.

Franz Victoria Trough (FVT) is located in the northern Barents Sea between Svalbard and Franz Josef Land archipelagos, being the largest pathway between the Barents Sea and the Arctic Ocean [1]. Sediments here hold important information about processes related to regional climate changes during the Late Pleistocene [2, 3]. Lithological composition of the local sediments has been covered by, e. g., [2, 4, 5], although a detailed study of petrographic and mineralogical composition has not been carried out. This work describes the material composition of the sediments in a core from FVT and uses the information to recreate some environmental changes here.

The 150 cm long core AT19-22GC was taken with a gravity corer at 454 m water depth in 81°15.283' N, 39°11.808' E during Transarktika-2019 expedition [6]. A total of 74 samples was taken continuously as 2–3-cm thick slices, washed over a 63-micron mesh size sieve, and then dry-sieved. Coarse-size fractions 0.5–1 mm, 5–10 mm, and >10 mm were studied separately. Depending on the amount, either all particles in a sample were counted and studied or part of the sample by mass (quarter or half). Then, they were identified with a binocular microscope and, additionally, using immersive microscopy. Carbonate rocks and minerals were also identified using hydrochloric acid.

The coarsest grains (>10 mm) are present only below 93–95 cm, and the number of grains in 5–10 mm size fraction also reduces sharply there (Figure).

All identified particles were divided into four groups: sedimentary rocks, metamorphic rocks, terrigenous minerals, and authigenic components. The first two groups comprise about 82% in total. Figure depicts their fluctuations along the core. It is clear that these two constituents mirror each other. The composition is quite stable below 93 cm with sedimentary rocks dominating; then the amplitude increases, and at 51 cm terrigenous minerals start to prevail up until the surface, where both components align.

Major components are ‘black shale’, quartz, siltstone, sandstone, quartzite, argillite, and carbonates. Content of quartz and feldspar increases towards the upper part of the core, siltstone and coal dominate in the middle part, and ‘black shale’, sandstones, and carbonates show maximum in the lower part and decrease upcore.

Cluster analysis was performed to group all samples; the optimal number of clusters was two or three. When choosing two clusters, the samples divide strictly into upper and lower parts at 49–51 cm, while with three clusters the third segment was added below 93 cm.

All of the above allows to divide the core into three layers with the following characteristics (Fig. 1): I. High coarse particles input, stable ratio between the components, prevalence of sedimentary rock debris, and relatively high input of ‘black shale’, sandstones, and carbonates; II. Low coarse particles input, greater fluctuation of the components’ share with sedimentary rock dominating again, and strong presence of siltstone and coal; III. Low coarse particles input, more stable ratio between the components, and prevalence of terrigenous minerals: quartz and feldspar. This can be explained by the environmental changes and especially the proximity of the glacier.

Layer I can be called deglacial – due to the abundance of coarse-grained particles apparently brought by the icebergs – ice-rafted debris. Apart from this, material composition points to nearby islands being the main source of the sediments [7] – it means that the glacier was still there at the time. Stability in the ratio between all components points to the stability in the source of the material. This layer was comprised of glaciomarine sediments when the icebergs were abundant. Layer II is distinctive with its strong fluctuations and contrast composition – half of the material is siltstone here. This points to a shift in environmental conditions. The number of the coarse particles is reduced, which indicates weaker iceberg influence and almost finished glacier disintegration. This layer is a transitional one between a cold glacial and a warmer period. Finally, layer III, rich with quartz and other terrigenous minerals, represents modern hemipelagic sedimentation. There is a need to notice that quartz has been always a significant contribution yet it started to dominate in layer III most probably due to a reduction in the supply of other components – this means that the sea ice sediment supply started to prevail, and the glacier reduced

significantly in volume or even disappeared. Such division agrees well with works on the Quaternary sediments of the northern Barents Sea [2, 8,9].

Of course, a proper age model is needed to check the hypothesis and clearly distinguish the timing of the environmental changes.

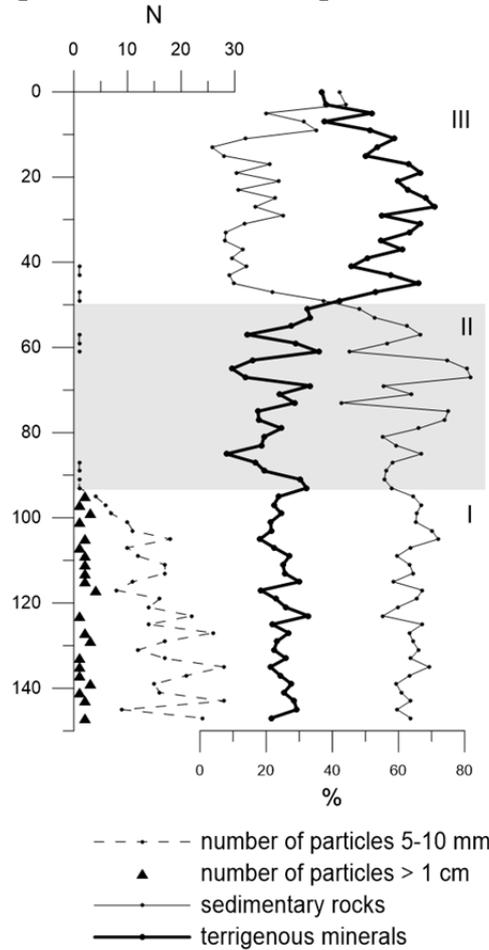


Figure. Number of coarse particles and percent of sedimentary rocks and terrigenous minerals in the core

This research was funded by “The Changing Arctic Transpolar System (CATS)” Fellowship Program. The authors thank the Russian-German Otto Schmidt Laboratory for Polar and Marine Research (OSL) for providing laboratory facilities, and M. Y. Burnaeva for the help with the mineral identification.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kleiber H.P., Knies J., Niessen F. The Late Weichselian glaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea: ice sheet extent and timing // *Marine Geology*. 2000. V. 168. № 1–4. P. 25–44. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00047-5)
2. Lubinski D.J., Korsun S., Polyak L. et al. The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea // *Boreas*. 1996. V. 25. P. 89–100.
3. Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A. et al. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // *Marine Geology*. 1997. V. 143. P. 169–188.
4. Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L. Freshwater and Atlantic Water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13-14C ka: Foraminifera and stable isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. № 18. P. 1851–1879. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00016-6)
5. Крылов А.А., Малышев С.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Гусев Е.А., Макаров А.С. Особенности распределения псефитового материала в верхнечетвертичных отложениях северной части Баренцева моря // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Вып. 66 (3). С. 381–395. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-381-395>
6. Фролов И.Е., Иванов В.В., Фильчук К.В. и др. Трансарктика-2019: зимняя экспедиция в Северный Ледовитый океан на НЭС «Академик Трещников» // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2019. Вып. 65 (3). С. 255–274. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-3-255-274>
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист U-37-40 – Земля Франца-Иосифа (Северные острова). Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2006. 272 с.
8. Ivanova E., Murdmaa I., De Vernal A. et al. Postglacial paleoceanography and paleoenvironments in the northwestern Barents Sea // *Quaternary Research (United States)*. 2019. V. 92. № 2. P. 430–449. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.18>
9. Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.C. et al. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // *Marine Geology*. 2006. V. 230. № 3–4. P. 275–303. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.06.001>

Изучен минералогический и петрографический состав донных осадков из желоба Франц-Виктория, Баренцево море. Черный глинистый сланец, кварц, алевролит, песчаник, кварцит, аргиллит и карбонатные породы составили большую часть материала. В колонке было выделено три слоя, отражающих три стадии поздней дегляциации: I. дегляциал, II. переходный период, III. голоцен.

**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.<sup>1, 2, 3</sup>, Петухов С.И.<sup>4</sup>, Науменко М.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук (СПб ФИЦ РАН), Институт озераедения Российской академии наук, г. Санкт-Петербург, e-mail: vladanokhin@yandex.ru; <sup>2</sup>Санкт-Петербургский научный центр РАН, г. Санкт-Петербург; <sup>3</sup>РГПУ им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург; <sup>4</sup>ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург)

### **Сеть разломов дна Ладожского озера**

## **Anokhin V.M.<sup>1, 2, 3</sup>, Petukhov S.I.<sup>4</sup>, Naumenko M.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (SPC RAS), Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, Laboratory of geography and hydrology, St. Petersburg; <sup>2</sup>St. Petersburg research center RAS, St. Petersburg; <sup>3</sup>Herzen State pedagogical university, St. Petersburg; <sup>4</sup>VNIIOkeangeologia, St. Petersburg)

### **The fault network of the bottom of Lake Ladoga**

Ключевые слова: Ладожское озеро, морфотектоническая модель, разлом, дно, сопоставление

В результате морфотектонического моделирования рельефа дна Ладожского озера и сопоставления его результатов с данными линеamentного анализа и построениями предшественников построена схема разломной тектоники дна озера. На схеме отражены основные особенности конфигурации сети разломов.

Тектоническое строение и, в частности, сеть разрывных нарушений района Ладожского озера изучались многими организациями и исследователями. Из наиболее значимых работ по этой тематике можно упомянуть построения Б.А. Ассиновской [1], А.В. Амантова [2], работы Института геологии КарНЦ РАН [3], ВСЕГЕИ [4] и многие другие. С течением времени появляются новые инструменты исследования, позволяющие обобщать морфометрические и тектонические данные на новом уровне. К таким методам относится разработанная во ВНИИОкеангеология методика морфотектонического моделирования [5, 6], позволяющая по данным о современном рельефе судить о тектоническом строении того, или иного района.

Исследования основывались на изучении рельефа с созданием деформационных морфотектонических (геомеханических) моделей участков земной коры с выявлением действующих в них напряжений.

В основу морфотектонического моделирования дна Ладоги была положена разработанная в ИНОЗ РАН цифровая модель рельефа (ЦМР) дна Ладожского озера, на настоящее время считающаяся наиболее полной из всех существующих [7, 8]. Данные ЦМР были обработаны в программе Maple, в результате чего была построена модель деформационного поля района Ладожского озера.

Реальный рельеф дна в модели аппроксимируется однослойной структурой, по мощности, модулю упругости, коэффициенту Пуассона,

удельному весу соответствующей данным о земной коре в этом районе.

В принятой модели поверхность дна представлена как эластичная мембрана, прогибающаяся на стержнях различной высотой. Значение высоты стержня ( $z$ ) и его пространственное положение ( $x, y$ ) берется в точках касания мембраны, и, таким образом, напрямую зависят от батиметрических данных исследуемого района. Далее координаты стержней ( $x, y, z$ ) в матричной форме импортируются в разработанную нами расчетную программу, созданную в среде пакета Maple Software. По результатам моделирования выявляется напряженное состояние участков рельефа.

Характер распределения напряжений в предложенной модели определяется методом конечных элементов (МКЭ). В соответствии с МКЭ, сплошная среда моделируется путем разбиения ее на конечные элементы (области небольшого размера, решения на которых могут быть сведены к системе алгебраических уравнений). В результате моделируется поле напряжений для целой конструкции. Основной задачей определения напряженно-деформированного состояния для модели рельефа является получение функции прогибов, по которой в дальнейшем определяются изгибающие, крутящие моменты, а также «нормальные» и «тангенциальные» напряжения, действующие в нем.

Основным положением метода является представление о различной интенсивности вертикальных движений блоков по системе разновозрастных разломов различной глубины заложения. Главным элементом в блочной структуре является блок, выделяемый по относительно одинаковому гипсометрическому полю высотных отметок. Границы блоков проводятся по определенным элементам рельефа.

Анализ результатов моделирования проходил по следующему алгоритму: сначала выделялись линии с нулевыми значениями касательных напряжений, маркирующие участки, находящиеся в условиях смены вида напряжений (растяжения/сжатия), то есть «разгруженные» зоны. Далее выделялись области с максимальными значениями тангенциальных напряжений растяжения и сжатия. Участки, на которых зоны «разгрузки» граничат с областями, имеющими максимальные значения градиентов напряжений, относятся к наиболее геодинамически активным и могут быть сопоставлены с разломами коры.

В результате проведенного моделирования был получен ряд схем, отражающих морфотектоническую ситуацию в районе Ладожского озера [9]. Эти построения использовались для составления результирующей схемы.

Для выявления особенностей структурного плана дна Ладоги был применен также линеаментный анализ, проведенный на серии батиметрических основ, построенных на основании той же ЦМР [10].

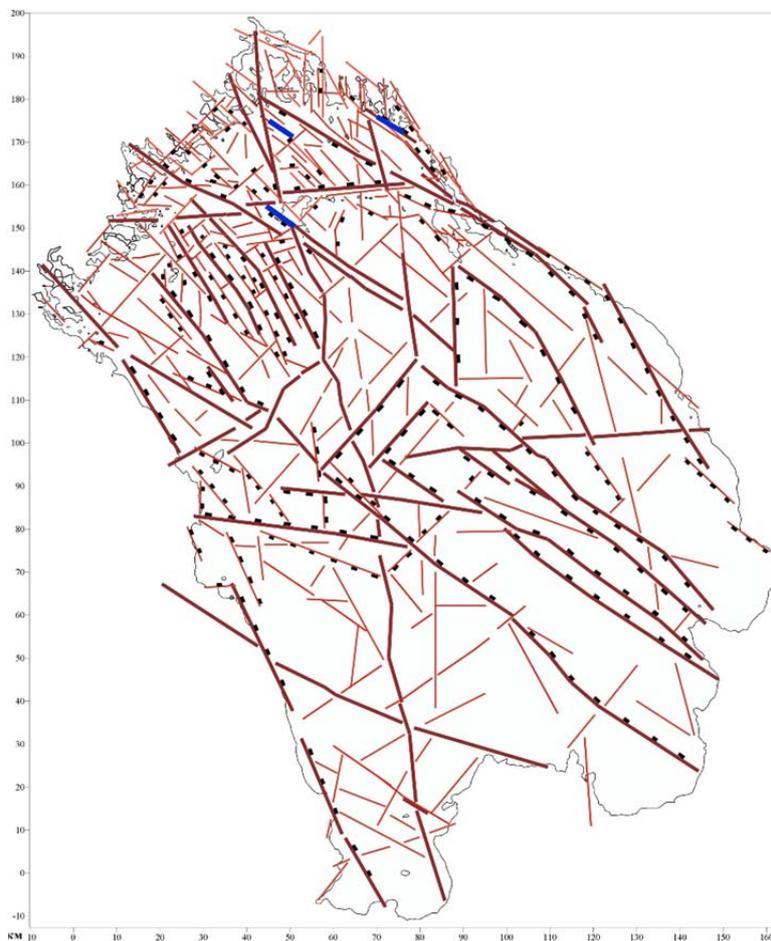


Рисунок. Схема разрывной тектоники дна Ладожского озера  
 Жирные линии – разломы низших порядков, тонкие линии – разломы высших порядков

Линеаментный анализ позволяет по осям протяженных морфоструктур рельефа выделить линеаменты – линии, образованные сменяющими друг друга рельефными формами. Наиболее крупные линеаменты предположительно, но с высокой степенью вероятности можно представить как разрывные нарушения [11, 12].

Результаты морфотектонического моделирования и линеаментного анализа сопоставлялись между собой и с построениями предшественников [1–4], после чего была составлена схема разрывной тектоники дна Ладожского озера (рисунок), на которой можно видеть ряд особенностей

разрывной сети дна Ладожского озера.

Прежде всего, это явно блоковое строение коры на дне Ладоги. При этом кора расчленена на блоки как минимум 2-х порядков: основные блоки, ограниченные разломами низших порядков, расчлененные внутри себя разломами высших порядков на более мелкие блоки. Наиболее опущенный блок имеет форму вытянутого с СЗ на ЮВ прямоугольника, протянувшегося от центра озера к его ЮВ берегу. Этот блок образует тектоническую впадину, именуемую Пашским грабеном, оказывающим существенное влияние на всю структуру дна озера [2]. Блоки, окружающие Пашский грабен, по мере удаления от него, имеют последовательно повышающиеся уровни, образуя структуру амфитеатра с внешними границами по разломам, контролирующим ЮЗ, СЗ и СВ берега Ладожского озера. Вся эта впадина, в значительной мере контролирующая современную впадину Ладоги, соответствует выделенной ранее Ладожско-Пашской грабен-синклинали раннерифейского возраста [2].

Помимо общей структуры в конфигурации разломной сети озера имеется несколько особенностей, в частности, заметна тенденция направлений разломов к конечному числу направлений – СЗ, менее – СВ, субширотному и субмеридиональному. Системы разломов этих 4-х главных направлений имеют тенденцию к чередованию через определенный, более, или менее устойчивый интервал: СЗ и СВ – примерно через 20–40 км, широтная и меридиональная – через 60–70 км. Все это говорит о наличии в сети разломов дна Ладожского озера существенной регулярной составляющей, соответствующей системам планетарной регматической сети [11, 12]. Возраст заложения данной разломной сети, скорее всего архейско-протерозойский [3], но движения по ней, по-видимому, с тех пор многократно возобновлялись. Обнаружение на дне озера субвертикальных уступов высотой до 80–100 м, совпадающих с линиями известных разломов [13] и не имеющих следов ледниковой обработки свидетельствует о тектонической активности некоторых разломов даже в голоцене.

Работа выполнена при поддержке Гостемы ИНОЗ РАН № 0154-2019-0001 (№ государственной регистрации АААА-А19-119031890106-5) а также Гостемы СПбНЦ РАН 82.1 ФНИ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ассиновская Б.А. Сейсмические события на Ладоге в XX веке // Известия РГО. 2005. Т. 137. Вып. 4. С. 70–76.
2. Амантов А.В. Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 22–32.
3. Металлогения Карелии / Ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 350 с.
4. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000 листы Р-35,36.

- Третье поколение. Балтийская серия. МПР РФ. Картфабрика ВСЕГЕИ. 2015.
5. Талассохимия рудогенеза Мирового океана / Ред. С.И. Андреев. СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2009. 222 с.
  6. Petukhov S.I., Anokhin V.M., Mel'nikov M.E., Vdovin V.G. Geodynamic Features of the Northwestern Part of the Magellan Seamounts, Pacific Ocean // *Journal of Geography and Geology* 2015. V. 7. № 1. P. 35–45.
  7. Науменко М.А. Анализ морфометрических характеристик подводного рельефа Ладожского озера на основе цифровой модели // *Известия РАН. Серия географическая*. 2013. № 1. С. 62–72.
  8. Naumenko M.A. Lake Ladoga digital bathymetric models: development approaches and insight for limnological investigations // *Limnological Review*. 2020. V. 20 (2). P. 65–80.
  9. Петухов С.И., Анохин В.М., Науменко М.А. Первый опыт морфотектонического моделирования района Ладожского озера / *География: развитие науки и образования Коллективная монография по материалам LXXIII Герценовских чтений*. СПб., 2020. Т. 1. С. 147–151.
  10. Анохин В.М., Науменко М.А., Нестеров Н.А. Рельеф дна Ладожского озера и его связь с дизъюнктивами // *Изв. РГО*. 2016. Т. 148. Вып. 2. С. 44–52.
  11. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. С-Пб.: Недра, 2006. 161 с.
  12. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // *Геотектоника*. 2001. № 5. С. 3–9.
  13. Anokhin V., Dudakova, D., and Dudakov M. Tectonic ledges at the bottom of Lake Ladoga // *EGU General Assembly 2021*. Online, 19–30 Apr. 2021, EGU21-1789. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-1789>.

As a result of morphotectonic modeling of the bottom topography of Lake Ladoga and comparison of its results with the data of lineament analysis and constructions of predecessors, the authors drew up a scheme of fault tectonics of the lake bottom. The scheme shows the main features of the configuration of the fault network.

**Баранов Б.В., Дозорова К.А.**

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

**Возраст и кинематика раскрытия Курильской задуговой котловины**

**Baranov B.V., Dozorova K.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Age and opening kinematics of the Kurile back-arc Basin**

Ключевые слова: Курильская задуговая котловина, подводные вулканы, радиометрические определения возраста, модели раскрытия котловины

Определения возраста  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом и геохимический анализ пород, драгированных с подводных вулканов на северном склоне Курильской котловины, показывают, что эти породы (25.3–25.9 Ma) очень близки по изотопному составу и содержанию редких элементов к породам Курильской островной дуги, что указывает на их образование из общего источника магмы. Для обсуждения трех возможных моделей раскрытия Курильской задуговой котловины в работе используются сводные данные экспедиций в Охотское море, проведенных в период с 1998 по 2006 год.

Курильская котловина Охотского моря расположена в тылу Курильской островной дуги и является типичным задуговым бассейном. Она подстилается корой океанического типа, что дает основание рассматривать две точки зрения на происхождение этого бассейна: раскрытие за счет задугового спрединга и отгораживание участка океанического дна от ложа Тихого океана Курильской островной дугой.

В Курильской котловине до настоящего времени не были выделены линейные магнитные аномалии, не было обнаружено четко выраженных в фундаменте спрединговых структур и из-за отсутствия глубоководного бурения не имеется надежных данных о составе и возрасте фундамента и осадочного разреза этого бассейна. В связи с этим для подтверждения одной из точек зрения их сторонники обращаются к данным, которые только косвенно могут определять возраст котловины – более молодой в первом случае и более древний во втором. Эти данные включают в себя значения теплового потока, глубину фундамента и скорости осадконакопления.

Используя эти данные, сторонники спредингового происхождения Курильской котловины предполагают, что интервал ее образования охватывает ранний олигоцен – поздний миоцен. С другой стороны теми же методами сторонники второй точки зрения получают результаты, которые свидетельствуют о позднемиоценом возрасте котловины и ее образовании за счет отчленения участка плиты Кула Курильской дугой. Следовательно, при выборе точки зрения большое значение имеет возраст образования

котловины, а точность его определения при использовании перечисленных выше методов оставляет желать лучшего.

Первые определения радиометрического возраста и геохимического состава образцов, драгированных с подводных вулканов на северном склоне Курильской котловины, были получены в работе [1]. Геохимические данные свидетельствуют, что драгированные породы (трахиандезиты) по содержанию рассеянных элементов и изотопным характеристикам близки к вулканическим породам Курильской островной дуги, являющимся дериватами магмы зоны субдукции. Значения  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста вулканических построек на северном борту Курильской котловины равны 25.3–25.9 млн. лет и соответствуют возрасту наиболее древних позднеолигоцен-миоценовых вулканических пород Курильской островной дуги. Эти данные дают основание полагать, что в позднем олигоцене вулканы северного склона котловины и островной дуги составляли единое целое и были разделены в результате раскрытия котловины за счет задугового спрединга. Если более или менее корректный ответ на вопрос о возрасте Курильской котловины к настоящему времени имеется, то параметры кинематики раскрытия котловины являются дискуссионными.

В настоящей работе мы обсуждаем три версии раскрытия Курильской котловины: с осью спрединга ориентированной в юго-западном – северо-восточном направлении параллельно простирацию котловины, субмеридиональному направлению под углом к простирацию котловины и северо-западном – юго-восточном направлении под углом к простирацию котловины (рис. 1).

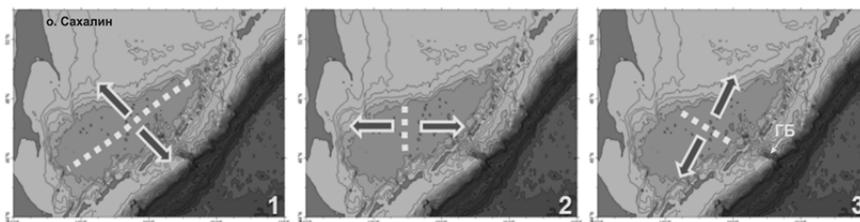


Рис. 1. Варианты ориентировки оси растяжения/спрединга в Курильской котловине, обозначенной пунктирной линией со стрелками. ГБ – грабен Буссоль. См. текст для дальнейшего пояснения.

Первый вариант базируется, главным образом, на вытянутой треугольной форме котловины (рис. 1.1), которая хорошо вписывается в две предлагаемые модели раскрытия: за счет правостороннего сдвига вдоль о. Сахалин [2] или отступление Курильской островной дуги в океан [3]. Во втором варианте (рис. 1.2) принимается во внимание наличие субмеридионального поднятия фундамента, которое интерпретируется в качестве спредингового хребта [4]. В третьем случае (рис. 1.3) учитывается

наличие структуры растяжения (грабена Буссоль) во фронтальной части Курильской дуги, формирование которой происходило одновременно с раскрытием Курильской котловины [1].

Приведенные выше варианты раскрытия Курильской задуговой котловины обсуждаются с использованием данных по строению котловины и внутреннего склона Курило-Камчатского желоба, которые были получены в рамках российско-германского проекта КОМЭКС (Курило-Охотский Морской Эксперимент) в 1996–2004 гг. и национального проекта «Изучение строения центральной части Курило-Камчатской островной дуги как возможного очага катастрофического цунамигенного землетрясения» в 2005–2006 гг.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № 0128-2021-0004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Werner R., Baranov B., Hoernle K., van den Bogaard P., Hauf F., Tamarin I. Discovery of Ancient Volcanoes in the Okhotsk Sea (Russia): New Constraints on the Opening History of the Kurile Back Arc Basin // *Geosciences*. 2020. V. 10. P. 442. doi:10.3390/geosciences10110442
2. Fournier, M., Jolivet, L., Huchson, P.H., Sergeyev, K.F., Ostorbin, L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and Japan Sea // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 2701–2725.
3. Schellart, W.P., Jessell, M.W., Lister, G.S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: new insights from analogue modeling // *Tectonics*. 2003. V. 22. P. 1047. doi:10.1029/2002TC001473.
4. Baranov B., Wong How Kin, Dozorova K., Karp B., Lüdmann T., Karnaukh V. Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // *The Island Arc*. 2002. V. 11. P. 206–219.

The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and geochemical data of the rocks dredged from submarine volcanoes on the northern Kurile Basin slope show that these rocks (25.3–25.9 Ma) have very similar trace element and isotope characteristics to those of the Kurile Island Arc, indicating derivation from a common magma source. Three models of the Kurile back-arc basin opening are discussed basing on cumulative data obtained in 1998–2006 in Kurile back-arc and fore-arc areas.

**Баранов Б.В.<sup>1</sup>, Рашидов В.А.<sup>2</sup>, Цуканов Н.В.<sup>1</sup>,  
Дозорова К.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: bbaranov@ocean.ru; <sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; e-mail: rashidva@kscnet.ru)

**Определение палеонапряжений по распределению  
побочных конусов на примере подводного вулкана Пийпа в  
Командорской котловине**

**Baranov B.V.<sup>1</sup>, Rashidov V.A.<sup>2</sup>, Tsukanov N.V.<sup>1</sup>,  
Dozorova K.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

**Paleostress estimation based on flank cones distribution by an  
example of Piip submarine volcano in the Komandorsky Basin**

Ключевые слова: Берингово море, Командорская котловина, вулкан Пийпа, батиметрические исследования, побочные конусы, лавовые потоки, поле тектонических напряжений.

По данным многолучевых эхолотов, полученным в рамках российско-германских проектов КАЛЬМАР и БЕРИНГ были построены детальные батиметрические карты в районе подводного вулкана Пийпа. На основе расположения побочных конусов и лавовых потоков высказано предположение, что современное поле напряжений на вулкане Пийпа отличается от верхнемиоцен – нижнеплиоценового и определяется смещениями вдоль правосторонней сдвиговой зоны разломов Беринга.

Командорская котловина находится в западной части Берингова моря и ограничена с юга Командорским сегментом Алеутской островной дуги и с востока – хребтом Ширшова. В котловине выделяется несколько положительных форм рельефа, самой крупной из которых является массив Вулканологов с подводным вулканом Пийпа, расположенным в центральной части массива (рис. 1).

Эти структуры были обнаружены в 1984 г. в рейсе нис «Вулканолог» и с этого времени периодически исследовались различными геолого-геофизическими методами [1]. Последними из подобного рода работ являлись исследования рельефа этого района, выполненные с помощью многолучевых эхолотов в рейсах германского НИС «Зонне» (SO201-2, 2009 г. и SO249-2, 2016 г.). В результате на массиве Вулканологов и подводном вулкане Пийпа было выделено множество неизвестных ранее форм рельефе и проведена их идентификация. В частности на склонах вулкана Пийпа было обнаружено 26 побочных конусов и 18 трещинных лавовых потоков (рис. 2a). Эти данные были использованы для определения поля напряжений по распределению побочных конусов и трещинных лавовых

потоков на время их формирования, как это было предложено в работах [2, 3].

В рамках этого метода для определения простирания максимальных напряжений сжатия  $S_H$ , которые ориентируются параллельно направлению зон концентрации подводных даек/трещин, были проведены линии, соединяющие центры побочных конусов и начальные точки трещинных излияний, и определено их простирание. Распределение побочных конусов и трещинных излияний является неравномерным, поэтому при проведении линий были использованы дополнительные критерии, а именно: линии должны были соединять максимально количество близкорасположенных точек и азимуты линий должны быть максимально близкими друг к другу. При проведении линий учитывалось простирание разрывных нарушений на вулкане Пийпа, а также принималась во внимание ориентировка разломов, ограничивающих грабен Командор.

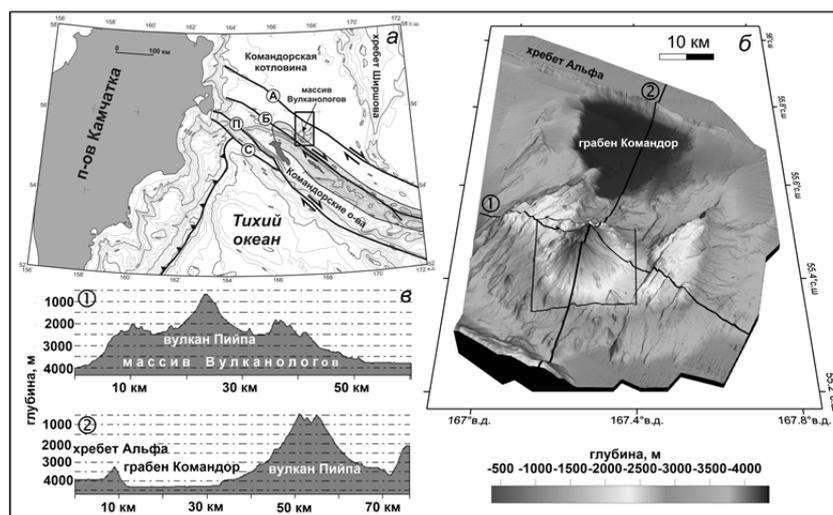


Рис. 1. (а) Батиметрическая карта сочленения п-ва Камчатка и Алеутской островной дуги с обозначением основных форм рельефа и крупных разломных зон [1, 4]. Изобаты проведены через 500 м. Линией с треугольниками показана Курило-Камчатская зона субдукции, линиями со стрелками – правосторонние сдвиги Беринга (Б), Пикежский (П), Стеллера (С) и Альфа (А). Полосой серого цвета вдоль разлома Беринга обозначен очаг Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. по [5]; (б) 3D модель рельефа массива Вулканологов, составленная по данным батиметрической съемки в рейсах SO201-2 и SO249-2, ее положение показано на рис. 1а прямоугольником; (в) батиметрические профили, иллюстрирующие морфологию массива Вулканологов и вулкана Пийпа. Положение профилей см. на рис. 1б.

В результате проведенного анализа была получена карта системы линий, которые соединяют побочные конусы и начальные точки трещинных излияний (рис.2а), и установлено, что из 28 определенных значений простираения линий, большинство располагается в интервале 20–60° (рис. 2б). Это направление определяется наличием питающих даек, которые простираются в направлении  $S_H$ , и характеризует поле максимальных напряжений сжатия на время образования побочных конусов.

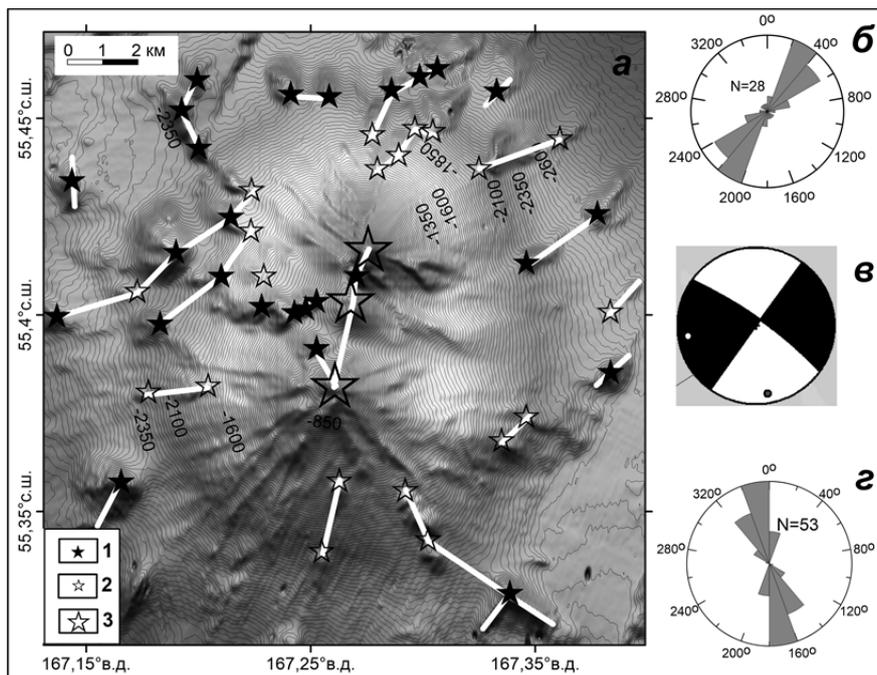


Рис. 2. (а) Батиметрическая карта вулкана Пийпа с системой линий (1), по которым были сгруппированы побочные конусы (2), начальные точки трещинных излияний (3) и вершинные постройки (4). Положение карты показано на рис. 1б; (б) роза-диаграмма ориентировки линий, по которым группируются побочные конусы и трещинные излияния; (в) диаграмма механизма очага Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017,  $M_w = 7.8$  (нижняя полусфера) [5]; (г) роза-диаграмма осей  $S_H$ , данные из каталога [7] с дополнениями для основного толчка и афтершоков Ближне-Алеутского землетрясения [5].

Вулкан Пийпа, входящий в состав массива Вулканологов, судя по линейным магнитным аномалиям [6], находится на океанической коре возрастом 15–12 млн. лет. Абсолютный возраст формирования трех

комплексов пород, слагающих основание массива Вулканологов и постройку вулкана Пийпа, является неустановленным.

Тем не менее, можно предполагать, что побочные кратеры вулкана Пийпа, судя по отобраным образцам коренных пород, скорее всего, относятся к верхней части среднего комплекса. Верхняя часть среднего комплекса, судя по палеонтологическим данным, образовалась после верхнего миоцена – нижнего плиоцена [1] в поле тектонических напряжений, которое было установлено по распределению побочных конусов и трещинных излияний.

Поле современных тектонических напряжений можно определить по ориентировке осей максимального сжатия в механизмах очагов землетрясений, происходящих в районе массива Вулканологов и вулкана Пийпа. Вулкан Пийпа располагается между двумя разломными зонами Альфа и Беринга, которые являются правосторонними сдвигами (рис. 1а). В настоящее время, судя по распределению эпицентров землетрясений, активна только зона разломов Беринга, к ней приурочена большая часть землетрясений, происходящих в пределах Командорского отрезка Алеутской дуги и имеющих достаточно высокие магнитуды.

Роза-диаграмма азимутов осей  $S_H$ , взятых из каталога [7], с дополнениями для основного толчка и афтершоков Ближне-Алеутского землетрясения [5] показывает, что почти половина осей  $S_H$  располагается в секторе  $340\text{--}360^\circ$  со средним значением  $350^\circ$  (рис. 2з). Это значение отличается от азимутов простираания подводных даек (рис. 2б), полученных по распределению побочных конусов и трещинных излияний и, следовательно, свидетельствует об изменении поля тектонических напряжений со временем. Таким образом, очевидно, что характер поля тектонических напряжений, существовавший, предположительно, с позднего миоцена – раннего плиоцена, к настоящему времени изменился.

Вулкан Пийпа имеет, по крайней мере, позднемиоцен – раннеплиоценовый возраст и ориентировка групп побочных конусов и трещинных излияний, определенная в настоящей работе, скорее всего, отражает характер поля напряжений, существовавший в это время между активными зонами разломов Беринга и Альфа. Современное поле напряжений в районе вулкана Пийпа, как было показано, отличается от позднемиоцен – раннеплиоценового поля напряжений. Если судить по отсутствию эпицентров землетрясений вдоль зоны разломов Альфа, то это отличие могло быть связано с прекращением тектонической активности на данном разломе и, вследствие этого, изменения характер поля тектонических напряжений, которое в настоящее время определяется только смещениями вдоль зоны разломов Беринга.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № 0128-2021-0004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Изд. КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
2. Nakamura K. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – principle and proposal // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1977. V. 2. P.1–16. DOI:10.1007/BF01637099
3. Paulsen T.S., Wilson T.J. New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses // *Tectonophysics*. 2010. V. 482. P. 16–28
4. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. № 2–4. P. 237–270 DOI:10.1016/0040-1951(91)90174-Q.
5. Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Абубакиров И.Р., и др. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с  $M_w=7.8$  на границе Командорской сейсмической брешы // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2017. № 3. Вып. 35. С. 22–25.
6. Валяшко Г.М., Чернявский Г.Б., Селиверстов Н.И., Иваненко А.Н. Задуговой спрединг в Командорской котловине // *Доклады Академии наук*. 1993. Т. 338. № 3. С. 212–216.
7. Heidbach O., Rajabi M., Reiter K., Ziegler M. WSM Team: World Stress Map Database Release / GFZ Data Services. 2016. V. 1.1. <https://doi.org/10.5880/WSM.2016.001>

Multibeam echosounder data obtained during Russian-German projects KALMAR and BERING were used to prepare detailed bathymetry maps of Piip volcano area. Based on the flank cones and fissure lava flows alignments we determined tectonic paleostress that has existed during cones formation, presumably after the Upper Miocene – Lower Pliocene. The paleostress differs from recent tectonic stress that depends on displacements along the Bering dextral strike-slip zone.

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

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

### **Подводные вулканы Южно-Итурупской группы (Курильская островная дуга)**

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

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

### **Submarine Volcanoes of the South Iturup group (Kuril island arc)**

Ключевые слова: подводные вулканы, Южно-Итурупская группа, Курильская островная дуга

В результате интегрированного анализа данных комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в рейсах научно-исследовательского судна «Вулканолог», получены новые данные о строении Южно-Итурупской группы подводных вулканов в Курильской островной дуге.

В пределах Южно-Итурупской группы в Курильской островной дуге расположены 20 как остро-, так и плосковершинных подводных вулканов (рис. 1), исследованных в рейсах научно-исследовательского судна “Вулканолог” [1].

Относительная высота вулканических построек изменяется в интервале от 250 до 2500 м, глубина над вершинами – от 67 до 2295 м (рис. 2), а объемы – от 0.35 до 270 км<sup>3</sup>. Подводные вулканы отображаются в магнитном поле локальными аномалиями  $\Delta T_a$ , размах которых достигает 450 нТл (рис. 2). Мощность донных осадков в изученном районе незначительна и только вблизи вулканов, расположенных на склоне Курильской котловины, она достигает 1000 м.

В пределах описываемой группы расположена наземно-подводная кальдера Львиная Пасть [2], объем впадины которой  $\geq 70$  км<sup>3</sup>. Двойная система кальдерообразующих разломов указывает на возможность двух этапов кальдерообразования:  $\sim 9400$  лет назад и несколько ранее. Суммарная амплитуда погружения дна кальдеры по этим разломам  $\geq 2100$

М.

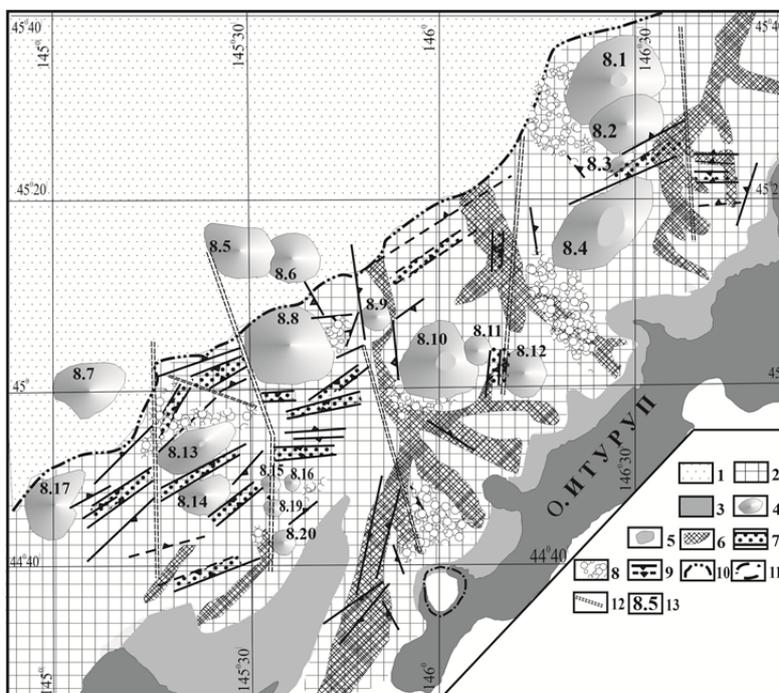


Рис. 1. Морфоструктурная схема Южно-Итурупской группы подводных вулканов: 1 – аккумулятивная поверхность дна Курильской котловины; 2 – прикурильский склон котловины; 3 – приостровной шельф; 4 – подводные вулканы; 5 – уплощенные вершины подводных вулканов; 6 – крупные подводные каньоны на приостровных склонах; 7 – грабены на приостровном склоне, заполненные современными осадочными отложениями; 8 – участки, на которых отмечаются оползневые образования; 9 – разрывные нарушения, фиксируемые или предполагаемые по данным геофизических исследований; 10 – граница Курильской котловины; 11 – гребень кальдеры Львиная Пасть; 12 – предполагаемые зоны сдвигов; 13 – номера подводных вулканов согласно [1].

Подводные вулканы Южно-Итурупской группы образуют две отчетливо выраженные цепочки – субмеридиональную, образованную вулканами 8.1–8.4 и субширотную, образованную вулканами 8.10–8.12 [1]. Вероятно, положение этих цепочек контролируют крупные глубинные разломы. Западные склоны подводных вулканов цепочки 8.1–8.4 погружаются до дна Курильской котловины на глубинах 2750–3000 м, формируя сложный уступ,

протягивающийся с севера на юг примерно на 30–35 км. Положение этого уступа контролируется крупным субмеридиональным разломом. В пределах изученной группы широко распространены оползневые отложения.

Глубина над плосковершинными подводными вулканами возрастает с удалением от о. Итуруп. Это свидетельствует о преобладании в четвертичное время в пределах приостровного склона о. Итуруп нисходящих движений. В то же время сам остров испытывал поднятие. Смена знака движений, таким образом, происходит в пределах шельфа о. Итуруп.

Породы, драгированные на подводных вулканических постройках Южно-Итурупской группы, часто являются представителями разных лавовых потоков, имеющих единый магматический источник, но различающихся по условиям и динамике кристаллизации. В пределах группы драгированы породы К-На нормального ряда высоко калиевой серии. Для них характерны повышенные содержания Th, Rb, Sr и Ba и редкоземельных элементов. В андезибазальтах, по сравнению с андезитами, увеличено содержание субфенокристаллов и вкрапленников.

В пределах этой группы на некоторых вулканических постройках опробованы железомарганцевые образования.

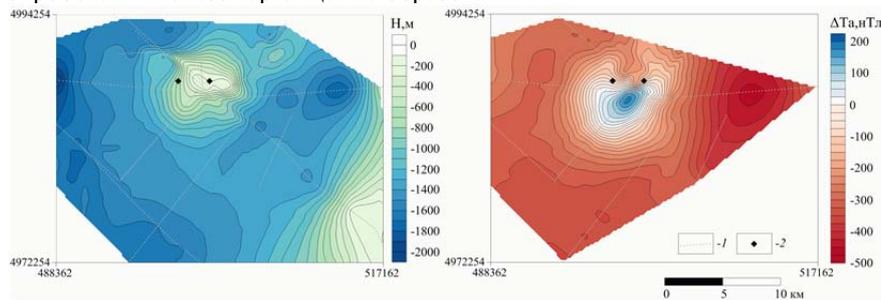


Рис. 2. Рельеф (слева) и аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  (справа) подводного вулкана 8.10: 1 – галсы; 2 – драги.

Остаточная намагниченность пород, драгированных на подводных вулканах Южно-Итурупской группы, изменяется в диапазоне от до 0.1 до 11.9 А/м, а фактор Кенигсбергера – от 0.6 до 35.9. Основным носителем естественной остаточной намагниченности является титаномагнетит.

В результате интегрированного анализа данных комплексных геолого-геофизических исследований, полученных в рейсах научно-исследовательского судна “Вулканолог”, установлено, что время образования подводных вулканов Южно-Итурупской группы, как и других изученных подводных вулканов Курильской островной дуги [3], приурочено к периоду геомагнитных инверсий.

В пределах вулканических построек выделены отдельные лавовые

потоки, подводные каналы, периферические магматические очаги и вершинная кальдера [4–8]. Так, анализ особых точек функций, описывающих аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР [9], позволил предположить наличие периферических магматических очагов на глубинах 2750 м в застройке подводного вулкана Крылатка (рис. 3) и периферического магматического очага на глубине 4 км [6] – в застройке подводного вулкана 8.10.

Над вершинами подводных вулканов Крылатка и 8.10, а также в заливе Одесский (о. Итуруп) и на Охотоморском склоне о. Итуруп на записях эхолотного промера отмечены акустические помехи [4–7, 10], свидетельствующие о проявлениях фумарольной активности. Это в очередной раз свидетельствует о том, что проявления подводной газогидротермальной деятельности в пределах Курильской островной дуги намного масштабнее, чем считалось до недавнего времени.

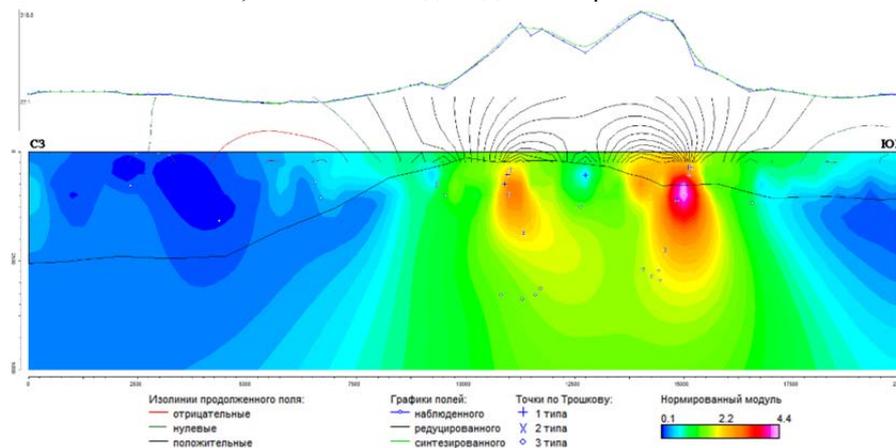


Рис. 3. Изображения, синтезированные системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  подводного вулкана Крылатка, наложенные на рельеф дна.

Проведенные исследования значительно расширили имеющиеся представления о строении Южно-Итурупской группы подводных вулканов Курильской островной дуги, а полученные результаты в дальнейшем могут быть рассмотрены с различных точек зрения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 19-05-00654-А).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная

Пасть // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 44–53.

3. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5–10.

4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования подводных вулканов Центральных и Южных Курил // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. Воронеж, 27–30 января 2020 г. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2020. С. 41–44.

5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Новые данные о строении подводных вулканов Центральных и Южных Курил // Труды IX Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)». Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». 2020. Том III (III). С. 482–485.

6. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования подводных и наземных вулканов Курильской островной дуги в 2020 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2021 г. / Гл. ред. д.г.-м.н. А.Ю. Озеров. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2021. С. 68–71.

7. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 65–76.

8. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 67–76.

9. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.

10. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Подводная газо-гидротермальная активность в пределах Курильской островной дуги // Геосистемы переходных зон. 2021. Т. 5. № 1. С. 4–13.

As a result of the integrated analysis of the data of complex geological and geophysical studies carried out on the voyages of the research vessel "Vulkanolog", new data on the structure of the South Iturup group of submarine volcanoes in the Kuril island arc were obtained.

**Бондаренко В.И.<sup>1</sup>, Рашидов В.А.<sup>2</sup>**

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

**Особенности формирования зоны подводных газопроявлений и грязевого вулканизма у подножия вулканического массива Алаид (Курильская островная дуга)**

**Bondarenko V.I.<sup>1</sup>, Rashidov V.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>State University of Kostroma, Kostroma; <sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FEB, RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

**Features of the formation of the zone of underwater gas seepage and mud volcanism at the foot of the Alaid volcanic massif (Kuril island arc)**

Ключевые слова: гидроакустические аномалии, вулканический массив Алаид, остров Парамушир, газовые гидраты, грязевые вулканы, Курильская островная дуга

Приводятся сведения о локализации гидроакустических аномалий в районе островов Парамушир и Атласова, делаются заключения о связи их с процессами гидратообразования в данном районе и активностью вулканического массива Алаид.

История изучения подводных газопроявлений в Охотском море в районе о-вов Парамушир и Алаид насчитывает без малого 40 лет, с момента обнаружения в 1982 г. в 13 рейсе научно-исследовательском судне (НИС) «Вулканолог» устойчивой гидроакустической аномалии (ГА) в придонном слое воды у западного подножия о. Парамушир [1], которая связывалась с наличием здесь газогидротермального источника. Чуть позже было высказано предположение, что аномалия связана с процессами гидратообразования и миграции углеводородных газов с выходом их в водную толщу [2, 3]. Эти предположения получили подтверждение в 1986 г. во время совместной экспедиции Института вулканологии ДВО АН СССР и Института океанологии АН СССР на НИС «Вулканолог» (рейс 25) и НИС «Академик Мстислав Келдыш» (рейс 11а) [4, 5]. В экспедиции с борта НИС «Академик Мстислав Келдыш» был выполнен ряд погружений глубоководных обитаемых аппаратов «Пайсис», а непосредственно из места газовыделений отобраны и проанализированы пробы воды и газов. Грунтовой трубкой вблизи газогидротермального источника были подняты осадки с включениями газовых гидратов. В экспедиции на НИС «Вулканолог» были выполнены детальные геофизические исследования (эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), гидромагнитная съемка) в районе газогидротермального источника, а также площадная геофизическая съемка обширной территории к западу от

о. Парамушир и южной оконечности п-ва Камчатка до банки Лебеда (рис. 1). Исследования в данном районе были продолжены в нескольких рейсах Института вулканологии на НИС «Вулканолог», а также в ряде экспедиций других организаций [6–10].

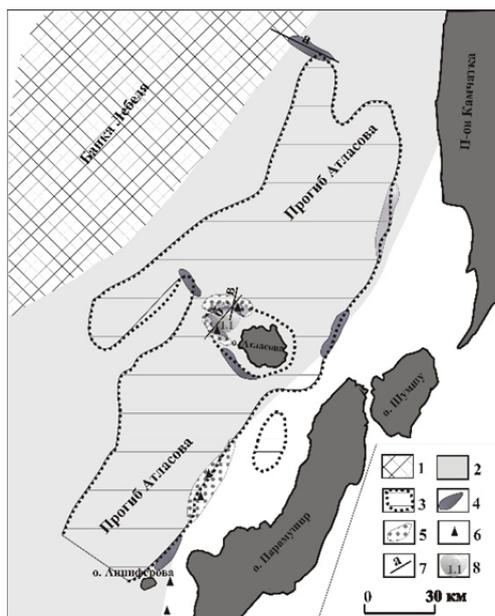


Рис. 1. Схема расположения гидроакустических аномалий в районе о-вов Парамушир и Атласова: 1 – банка Лебеда; 2 – прогиб Атласова; 3 – область распространения газогидратного экрана в верхней части разреза; 4 – участки, на которых фиксируются рассеянные гидроакустические аномалии в придонном слое воды; 5 – участки, в пределах которых отмечаются предполагаемые грязевые вулканы; 6 – места фиксации «сосредоточенных» гидроакустических аномалий; 7 – положение эхолотных профилей, представленных на рис. 2; 8 – подводный вулкан Григорьева (1.1 по [7]).

Детальные геофизические исследования, выполненные в рейсах НИС «Вулканолог» позволили выделить в описываемом районе погребенную зону подводного вулканизма, приуроченную к восточной границе древнего прогиба Атласова [9]. Эта граница, по-видимому, представляет собой крупную зону сбросо-сдвига, сохраняющую активность до настоящего времени. В пределах зоны располагается упомянутый газогидротермальный источник, а также обнаружены новые ГА, связанные с выделениями газов в водную толщу, и большое количество небольших положительных форм в

рельефе дна, которые интерпретировались нами как возможные грязевые вулканы (рис. 1).

По данным площадных исследований методом НСП значительная часть территории прогиба Атласова характеризуется аномальной картиной сейсмоакустического изображения разреза [3, 6]. Главной особенностью сейсмоакустического изображения верхней части разреза (ВЧР) является наличие субпараллельного дну аномально-неоднородного горизонта (АНГ) на глубинах 150–250 м ниже его поверхности. Ниже этого уровня отмечается резкое уменьшение интенсивности записей отражающих границ, и ряд других эффектов, описанных в работах [2, 3, 6, 8]. Наблюдаемая картина интерпретировалась нами как свидетельство наличия в данном районе хорошо развитого слоя гидратонасыщенных осадочных отложений в ВЧР, образующих газонепроницаемый газогидратный экран (ГГЭ), и наличия свободных газов ниже подошвы зоны гидратообразования (ЗГО). Была околонтурена обширная зона распространения газовых гидратов в ВЧР (рис. 1), предложена модель процессов миграции газов и гидратообразования в районе о. Парамушир [6].

Площадные геофизические съемки позволили выявить множество новых ГА (рис. 1). Условно эти аномалии можно разделить на два типа: рассеянные, когда на записях эхолота отмечаются рассеянные акустические помехи у дна (рис. 1, 2а–в), и «сосредоточенные», когда на записи эхолота отмечаются отчетливые «факелы» над дном (рис. 2в). При этом ГА проявляются на записях эхолота, но не фиксируются по данным НСП.

Наличие рассеянных аномалий характерно для данного района. Чаще всего они встречаются в местах выклинивания ГГЭ – на подводных склонах о. Парамушир и п-ва Камчатка на глубинах 200–300 м (рис. 1, 2а), а также в районе вулканического массива Алаид [11, 12], в частности, у подножия и в нижней части склонов подводного вулкана Григорьева (рис. 2б, в). При имеющихся в данном районе термобарических условиях, глубина 200–300 м соответствует верхней границе ЗГО. Практически во всех случаях мы наблюдаем подъем дна моря (а, следовательно, и подошвы ЗГО) к участкам аномалий. Логично предположить, что ГА связаны с миграцией подгидратных газов по направлению подъема подошвы ЗГО и выходом их в водную толщу в местах нарушения сплошности ГГЭ.

Как показывают наши исследования, подножие подводного вулкана Григорьева характеризуется множественными проявлениями ГА разных типов (рис. 1, 2б, в). При этом глубины их проявления от 850 до 300–400 м. Вероятно, здесь разрушение ГГЭ и выход газов на поверхность дна могут быть обусловлены воздействием активного вулканического массива Алаид.

Здесь же у подножия массива Алаид на записях эхолота отмечаются многочисленные особенности, которые могут интерпретироваться как небольшие ГА или небольшие холмы в рельефе дна (рис. 2б, в). По данным НСП они фиксируются как точки дифракции сейсмических волн или

небольшие холмы. Аналогичные структуры отмечались нами ранее и интерпретировались как предполагаемые грязевые вулканы [9].

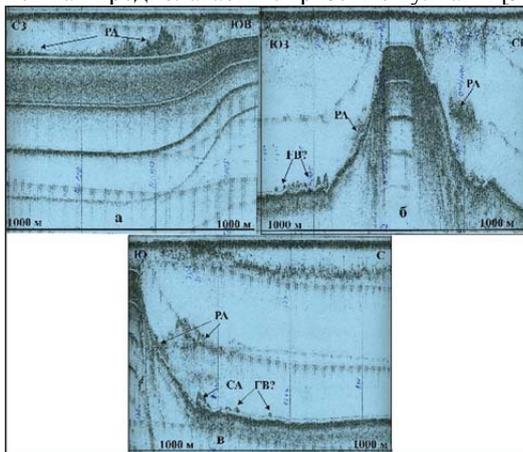


Рис. 2. Примеры записей гидроакустических аномалий на эхолотных профилях: РА – рассеянные аномалии; СА – «сосредоточенные» аномалии; ГВ – предполагаемые грязевые вулканы. Положение профилей см. на рис. 1.

Проведенные исследования не только расширили имеющееся представление о строении вулканического массива Алаид, но подтвердили наш вывод о том, что проявления подводной газогидротермальной деятельности в пределах Курильской островной дуги значительно масштабнее, чем предполагалось до недавнего времени [13].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Гавриленко Г.М., Черткова Л.В. и др. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о. Парамушир (Курильские острова). // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 66–81.
2. Бондаренко В.И., Надежный А.М. О возможности поиска подводных газогидротерм методом непрерывного сейсмопрофилирования. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып.3. Тез. докл. VI Всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 135–136.
3. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Акустические неоднородности осадочного чехла в районе предполагаемого газогидротермального выхода у о. Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 100–104.
4. Бондаренко В.И., Надежный А.М., Егоров Ю.О. Газгидраты в прикурильской части Охотского моря // III съезд советских океанологов. Тез. докл. Секция геол., геофиз., геохим. океана. Мин. Рес. Л., ААНИИ, 1987. С. 38–39.

5. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др. Подводный газовый источник к западу от о.Парамушир. // *Океанология*. 1987. Т. XXVII. Вып. 5, С. 795–800.
6. Надежный А.М., Бондаренко В.И. Газовые гидраты в прикамчатско-припарамуширской части Охотского моря // *Доклады АН СССР*. 1989. Т. 306. № 5. С. 1192–1195.
7. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М. Наука, 1992. 528 с.
8. Гинзбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. Спб: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
9. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2006. № 2. Вып. № 8. С. 69–85.
10. Gaedicke C., Baranov B.V., Obzhirov A.I. et al. Seismic stratigraphy, BSR distribution and venting of metan-rich fluids west off Paramushir and Onkotan Islands, northern Kurils // *Marine Geology*. 1997. Vol. 136. P. 259–276.
11. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // *Вулканология и сейсмология*. 2006. № 5. С. 17–26.
12. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // *Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25-30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред .чл-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С. 135–143.*
13. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Подводная газо-гидротермальная активность в пределах Курильской островной дуги // *Геосистемы переходных зон*. 2021. Т. 5. № 1. С. 4–13.

Information is given on the localization of hydroacoustic anomalies in the region of the Paramushir and Atlasov Islands, and conclusions are drawn about their connection with the processes of hydrate formation in this area and the activity of the Alaid volcanic massif.

**Брусиловский Ю.В.<sup>1</sup>, Балуев А.С.<sup>2</sup>, Иваненко А.Н.<sup>1</sup>**

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

ura77777@rambler.ru; <sup>2</sup>Геологический институт, г. Москва, e-mail: gin@ginras.ru)

**Природа магнитоактивного слоя юго-западной части  
Баренцева моря по материалам анализа аномального  
магнитного поля**

**Brusilovsky Yu.V.<sup>1</sup>, Baluev A.S.<sup>2</sup>, Ivanenko A.N.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, <sup>2</sup>Geological Institute of RAS)

**Nature of magnetically active layer of southwestern part of  
Barents Sea by materials of anomalous magnetic field analysis**

Ключевые слова: рифтогенез, палеорифт, магнитоактивный слой, прямая и обратная задача, частотная фильтрация, эффективная намагниченность, корреляция.

Авторами выполнена интерпретация материалов магнитных съемок юго-западной части акватории Баренцева моря. Была выполнена частотная фильтрация и решение обратной задачи для каждого выделенного горизонта. Для каждого выделенного гипсометрического уровня была оценена связь между гравитационными и магнитными аномалиями, выделены области прямой и обратной корреляции и установлена их связь с теми или иными структурами земной коры.

Рассматриваемый авторами район исследований относится к Баренцево-Карскому региону, представляющему собой составную часть пояса окраинно-континентальных подвижных платформ (метаплатформ) в зоне перехода от Евразийского материка к Северному Ледовитому океану. Изучаемый район расположен на юго-западной окраине Баренцевоморского региона, которая характеризуется сложным строением тектонического фундамента, включающим различные структуры земной коры. Основой для анализа послужила цифровая матрица (grid) аномального магнитного поля (АМП), составленная по материалам детальных морских магнитных съемок, выполненных в 2002–2007 гг. рядом научных и научно-производственных организаций при участии сотрудников ВНИИОкеангеология и любезно предоставленных авторам для дальнейшей интерпретации, которая заключалась в разделении поля по глубине до источников, и решение обратной задачи для каждого из выделенных горизонтов.

Помимо процедуры разделения поля по частоте и решения обратной задачи, для каждого выделенного горизонта была оценена связь между гравитационными и магнитными аномалиями, для чего между ними по площади в скользящем окне рассчитывался коэффициент корреляции (R). Предварительно аномальное магнитное поле приводилось к полюсу, а для гравитационного поля рассчитывалась вертикальная производная. Полученные значения коэффициента корреляции варьируют в пределах от –1 до 1. Коэффициент корреляции рассчитывался отдельно, как для

низкочастотной, так и для высокочастотной составляющей. Для каждой из составляющих поля были построены карты распределения (R). На гистограмме распределения для низкочастотной составляющей АМП выделяются две почти равнозначные группы положительных и отрицательных значений (R). Такое распределение может служить доказательством того, что на гипсометрическом уровне, представленном низкочастотной составляющей, присутствуют два типа глубинных геологических комплексов, которые имеют различное отражение в потенциальных полях и соответственно отображаются разными областями коэффициента корреляции: положительной или отрицательной. Области положительной корреляции соответствуют структурам, которые в потенциальных полях отражаются положительными гравитационными аномалиями и положительными аномалиями магнитного поля.

Области отрицательной корреляции соответствуют структурам, которые в потенциальных полях отражаются положительными гравитационными аномалиями и отрицательными аномалиями магнитного поля. В границах исследуемого региона это может быть скрытая под осадками Тимано-Канинская зона, которая прослеживается на шельфе характерными линейными положительными гравитационными и отрицательными магнитными аномалиями.

Для менее глубинной части разреза так же выделяются области положительной и отрицательной корреляции, но на гистограмме распределения модальные значения смещены в область положительных значений. Из решения обратной задачи для этого горизонта было установлено, что он сложен локальными источниками, распределенными в верхней части осадочного чехла. Обращает на себя внимание закономерное дуговое расположение аномалий положительной корреляции вдоль флексуно-сбросовых зон, ограничивающих с запада и востока Южно-Баренцевский рифтогенный прогиб. Совмещение магнитных и гравитационных аномалий в данном случае свидетельствует об единых источниках этих аномалий, которыми могут служить магматические массивы основного состава, внедрившихся по сбросовым зонам рифтообразующих разломов в верхние слои земной коры в девонское время в процессе континентального рифтинга на Свальбардской плите. Этот прогноз находит подтверждение при анализе глубинного динамического разреза по сейсмическому профилю KS 0913 [1] СЗ простирания, секущего вкрест простирания зону сочленения Тимано-Печорской плиты с восточным бортом Южно-Баренцевской впадины, вдоль которого отмечаются аномалии положительной корреляции гравимагнитных полей. На профиле интервалы нарушенной сейсмической записи, обусловленные, по всей видимости, внедрением в осадочную толщу магматических пород, совпадают пространственно с выше упомянутыми аномалиями положительной корреляции.

Судя по размерам аномалий положительной корреляции массивы магматических пород имеют площадное распространение в виде силлоподобных тел, вероятнее всего, долеритового состава. Об этом свидетельствуют наличие крупных (до 50 м мощностью) долеритовых даек ССВ простирающихся в прибрежной части Баренцева моря, в пределах Хибино-Контозерской тектонической зоны, являющейся структурой пропагации Восточно-Баренцевского трога в тело Балтийского щита. Эти дайки прорывают верхнерифейские отложения Ивановского грабена и имеют девонский возраст. На северном берегу Ивановской губы выделено силлоподобное тело, сложенное долеритами. По химическому составу и петрографическим характеристикам [2] породы силла и подводящего канала (дайка) идентичны девонским долеритам. Таким образом, данные наземных исследований предполагают формирование девонских траппов вдоль сбросовых зон Южно-Баренцевского рифтогенного прогиба. Причиной же образования такой обширной области траппового магматизма и собственно начала проявления процессов рифтогенеза в девоне на Свальбардской плите могло служить возникновение плюмового воздействия на литосферу плиты.

Аналогичный случай наблюдается и в Днепровско-Донецком палеорифте позднедевонского заложения, где проявления основного магматизма приурочены к бортам рифтогенных грабенов [3].

Представляет интерес тот факт, что вдоль осевой линии Южно-Баренцевской впадины простирается цепочка аномалий отрицательной корреляции, где положительные гравитационные аномалии совпадают с отрицательными магнитными аномалиями. Т.е., вдоль оси впадины располагаются источники аномалий с высокой плотностью, но с пониженной намагниченностью. Пространственно, эта цепочка аномалий отрицательной корреляции совпадает с центральным разломом впадины, который являлся в свое время осью растяжения земной коры в процессе рифтинга. Однако природа этих образований остается пока неясной.

Так же было установлено, что магнитоактивный слой исследуемого региона имеет сложное строение, в разрезе которого присутствуют, как минимум, два структурных уровня, отражающих определенные этапы формирования изучаемой площади.

Нижний уровень представлен массивными блоками глубинного заложения и отвечает, вероятней всего, крупным магматическим телам, внедрившимся в кору по разломам на начальной стадии разделения Балтики (древнее основание литосферной плиты ВЕП) и Лаврентии (древнее основание литосферной плиты Северо-Американской платформы) при распаде суперконтинента Палеопангеи (Колумбии).

Верхний структурный уровень свидетельствует о внедрении в верхние слои земной коры по зонам рифтообразующих разломов магмы основного состава в позднедевонское время в процессе континентального рифтинга на Свальбардской плите.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шельфовые осадочные бассейны Российской Арктики: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал / под ред. Г.С.Казанина. СПб.: Реноме. 2020. 544 с.
2. Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Щербакова Т.Ф., Серов П.А. Геохимия палеозойских долеритовых даек северо-востока Кольского полуострова и их соотношения с трапповым и щелочным магматизмом // Геохимия. 2020. Т. 65. № 8. С. 752–767.
3. Ляшкевич З.М. Магматизм Днепровско-Донецкой впадины / Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Геоинвекс, 1994. С. 183–190.

The authors interpreted the materials of magnetic surveys of the southwestern part of the Barents Sea. Frequency filtering was performed and the inverse problem was solved for each selected horizon. For each selected hypsometric level, the connection between gravitational and magnetic anomalies was evaluated, areas of direct and inverse correlation were identified and their connection with certain structures of the earth's crust was established.

**Веклич И.А., Городницкий А.М., Иваненко А.Н.,  
Шишкина Н.А.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:  
gorodnit@yandex.ru, shish4646@mail.ru)

**Геоманнитное строение океанической коры в северо-  
восточной части центральной котловины Индийского  
океана по данным магнитного моделирования**

**Veklich I.A., Gorodnitskiy A.M., Ivanenko A.N., Shishkina N.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Geomagnetic structure of the oceanic crust in north-ost pahrt of  
the Indian Ocean on magnetic modeling date**

Ключевые слова: Центральная котловина Индийского океана, магнитное моделирование, модель магнитоактивного слоя, обратная задача магнитометрии, эффективная намагниченность, природа магнитных аномалий.

С целью изучения геоманнитного строения океанической коры в Северо-Восточной части Центральной котловины Индийского океана, было проведено геоманнитное моделирование по данным магнитной съемки по трем субмеридиональным профилям магнитной съемки в районе 80°в.д., к югу от острова Цейлон позволившее выполнить разделение геоманнитного разреза по глубине до источников, и расчет геометрических параметров для каждого из выделенных горизонтов (глубина до верхних и нижних кромок, мощность выделенного горизонта), а также вычисление величины эффективной намагниченности каждого горизонта. Главной задачей моделирования была оценка вклада глубинных объектов в магнитные аномалии океанической литосферы, в том числе и линейно-полосчатые.

Структура аномального магнитного поля Центральной котловины Индийского океана и Восточно-Индийского хребта отражает сложное геологическое строение и многоступенчатую тектоническую эволюцию океанической литосферы этого региона. Здесь широко развиты внутриплитовые поднятия и другие тектонические дислокации, связанные с многоступенчатым спредингом мезозойского и кайнозойского времени.

В качестве исходного материала использованы профильные данные взятые из базы данных NCEI (бывшая NGDC, <http://www.ngdc.noaa.gov>), экспедиции нис «Мэлвилл» (1978, без гравикой), «Конрад» (1986, с гравикой).

Три расчетных субмеридиональных профиля пересекают линейно-полосчатые кайнозойские аномалии от 30 до 34 и аномалии мезозойского времени от другого более древнего центра спрединга от M1 до M11 (рис. 1).

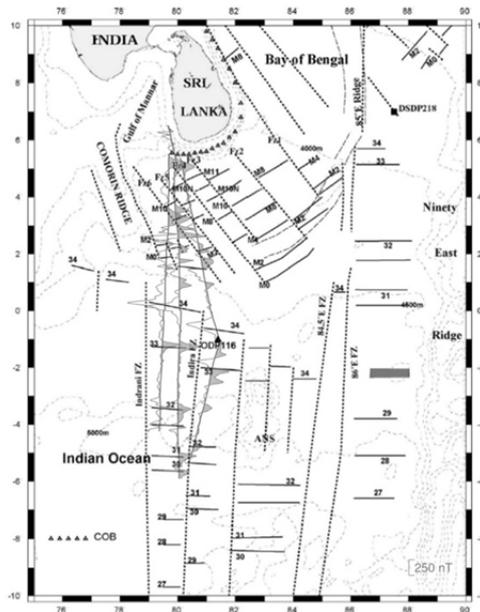


Рис. 1. Карта расчетных графиков АМП. Цифрами показаны номера линейных аномалий.

Следует отметить, что экстремумы аномалий в приэкваториальных широтах могут быть сильно смещены относительно центров магнитоактивных объектов. Существуют поэтому определенные трудности в приведении аномалий к полюсу, поскольку эта трансформация становится неустойчивой в низких широтах. Профили меридионального направления, наиболее информативные с точки зрения палеомагнитного анализа, не удовлетворяют условиям применения методов 2D задач. Перечисленные обстоятельства потребовали разработки специальной методики, позволяющей выполнять качественный анализ аномального магнитного поля  $T_a$  в экваториальной зоне.

Для решения обратной задачи оценки распределения эффективной намагниченности в земной коре по аномальному магнитному полю, измеренному на поверхности, была использована методика, в которой развиваются предложенные нами ранее подходы. Она позволяет находить устойчивые контрастные решения с привлечением доступной априорной информации в рамках двумерного подхода и включает итерационный процесс, при котором чередуются вычисления по выбранным алгоритмам и принятие решений относительно применения той или иной технологии обработки и шагов инверсии. Основа метода: исходные данные формализовано закладываются в геометрическую модель среды, которая

разбивается на множество элементарных тел, и находит регуляризованное решение – распределения эффективной намагниченности. Далее запускается итерационный процесс, основанный на идее адаптивной перепараметризации. Из решений, находится то, которое удовлетворяет также критерию большей компактности и/или четкости границ выделяемых областей с постоянными физическими свойствами.

Для каждого из расчетных профилей проводился спектральный статистический анализ магнитных аномалий по всему профилю, с целью выделить (если есть) разноглубинные ансамбли источников и оценить их параметры – среднюю глубину до верхней кромки и среднюю глубину до центра (магнитных – для АМП) масс, а значит – и среднюю глубину до нижней кромки.

С помощью оригинальной технологии решения обратной задачи, построены двумерные модели магнитоактивного слоя по трем субмеридиональным профилям, пересекающим Северо-восточную часть Центральной котловины Индийского океана к югу от острова Цейлон, вдоль 80° в.д. от 6° ю.ш. до 6° с.ш. (рис. 2)

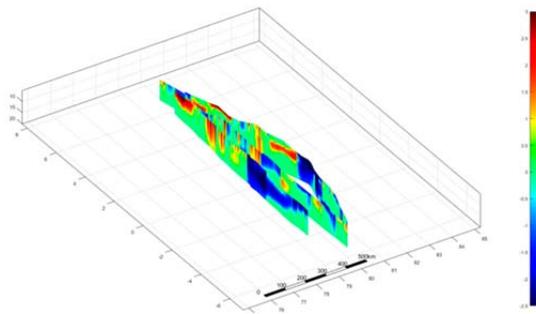


Рис. 2. Модель геомагнитных разрезов по расчетным профилям. Ордината – глубина в км. Эффективная намагниченность показана цветом в АМ.

Как показывают геомагнитные разрезы по профилям, и трехмерная их модель, на всех профилях выделяются зоны повышенной эффективной намагниченности прямой и обратной полярности со сложной морфологией. Выделенные источники магнитных аномалий тяготеют к двум глубинным горизонтам. Верхний соответствует слою 2А классической модели магнитоактивного слоя океанической литосферы, и является источником разнополярных локальных магнитных аномалий. Кора разбита системой субширотных разломов, к которым приурочены глубинные магнитные тела – возможно, связанные с серпентинитовыми протрузиями. Выявлено неоднородное глубинное строение магнитоактивного слоя в зоне моделирования.

Вместе с тем, нижняя кромка магнитных тел для большей части

аномалий, в том числе и линейных, приурочена к низам коры, мощность которой увеличивается до 8 км. Обращает на себя внимание, в частности, в зоне 34 линейной аномалии магнитный массив с эффективной намагниченностью 2.0–2.5 А/м. Это ставит вопрос о пересмотре прежних представлений о связи линейных магнитных аномалий конца кайнозоя и начала мезозоя, только со слоем 2А.

Работа выполнена по теме Госзадания № 0128-2021-0005.

In order to study the geomagnetic structure of the oceanic crust in the northeastern part of the Central Basin of the Indian Ocean, geomagnetic modeling using magnetic survey data from three submeridional magnetic survey profiles in the region of 80° E, south of Ceylon Island was carried out, which made it possible to divide the geomagnetic section by depth to sources, and to make the calculation of geometric parameters for each of the selected horizons (depth to the upper and lower edges, the power of the selected horizon), as well as the calculation of the value of the effective magnetization of each horizon. The main task of modeling was to assess the contribution of deep objects to the magnetic anomalies of the oceanic lithosphere, including linear-banded ones.

**Владими́рова И.С.<sup>1,2</sup>, Габсатаров Ю.В.<sup>1,2</sup>,  
Лобковский Л.И.<sup>1,3</sup>**

(<sup>1</sup>Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), г. Долгопрудный Московской обл., e-mail: vladis@gsras.ru;

<sup>2</sup>Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба Российской Академии наук”, г. Обнинск Калужской обл.; <sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Пред-, ко- и постсейсмические деформации, связанные с землетрясением Тохоку 2011 г. по данным GPS: выделение, анализ, моделирование**

**Vladimirova I.S.<sup>1,2</sup>, Gabsatarov Yu.V.<sup>1,2</sup>, Lobkovsky L.I.<sup>1,3</sup>**

(<sup>1</sup>Moscow Institute of Physics and Technology (State University), Dolgoprudny, Moscow Region; <sup>2</sup>Federal Research Center “United Geophysical Survey RAS”, Obninsk, Kaluga Region; <sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Pre-, co- and postseismic deformations related to the 2011 Tohoku earthquake according to GPS data: segregation, analysis, modeling**

Ключевые слова: сейсмический цикл, зона субдукции, землетрясение Тохоку, модель поверхности разрыва, межплитовое сцепление, вязкоупругая релаксация напряжений

Проведен анализ сеймотектонических деформаций до, во время и после землетрясения Тохоку (Япония) 2011 г. на основе данных спутниковой геодезии. Построены модели межплитового сцепления в зоне механического контакта плит перед землетрясением, а также распределенной сейсмической и постсейсмической подвижек в плоскости разрыва.

11 марта 2011 г. на северо-востоке Японии произошло сильнейшее ( $M_w=9.0$ ) землетрясение Тохоку, завершив сейсмический цикл, длившийся без малого 1200 лет [1, 2]. В работе проведен комплексный анализ обширного набора спутниковых геодезических, сейсмологических и геологических данных, который позволил определить геометрию поверхности разрыва, построить ансамбль моделей распределенных подвижек в очаговой зоне, исследовать возможное влияние структурных неоднородностей среды на процессы накопления и высвобождения упругих напряжений.

Установлено, что степень механической сцепленности непосредственно перед землетрясением Тохоку была относительно высока. Коэффициент межплитового сцепления достигает максимальных значений вблизи желоба (рис. 1), что могло являться одним из факторов, повлиявших на возникновение столь разрушительного цунами. Близ нижней грани будущей разломной зоны обнаруживаются области ослабленного сцепления,

вероятно, воспрепятствовавшие распространению сейсморазрыва вниз по падению.

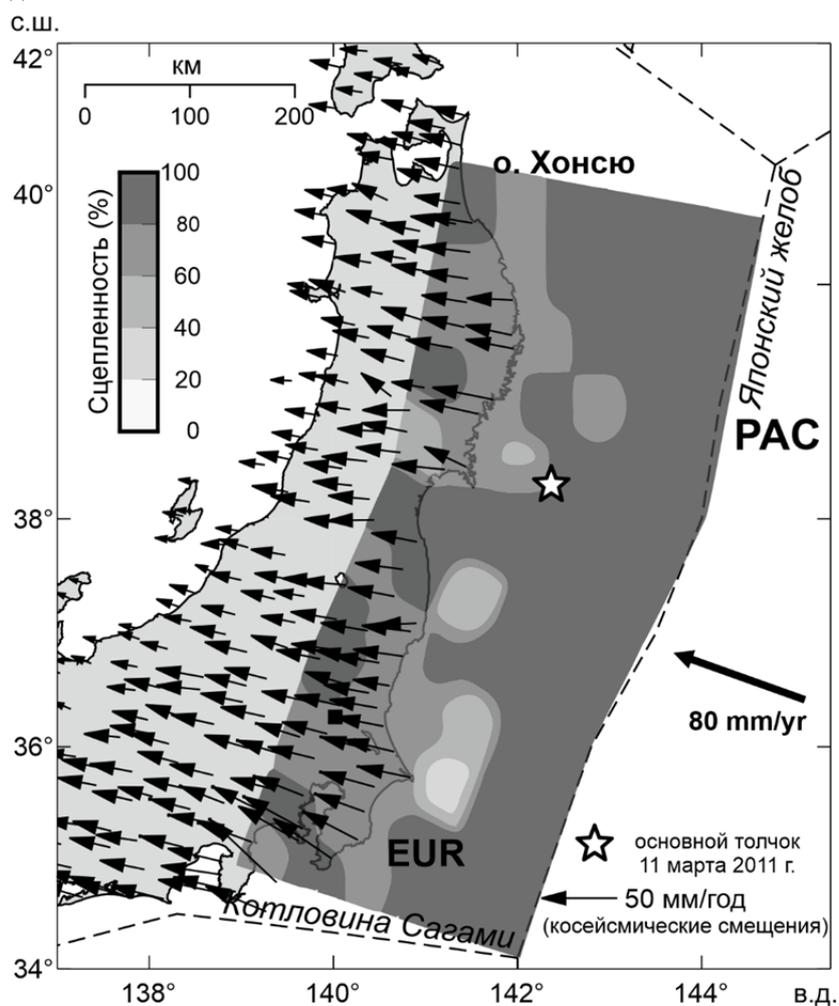


Рис. 1. Степень механического сцепления межплитового контакта непосредственно перед землетрясением Тохоку 2011 г. Черными стрелками показаны скорости смещения земной поверхности. РАС – Тихоокеанская литосферная плита, EUR – Евразийская.

Область максимальных смещений в сейсмическом очаге ожидаемо расположена в верхней части разломной зоны (рис. 2). Установлен факт общей согласованности конфигураций областей значимых сейсмических

смещений в очаге и ненулевого межплитового сцепления.

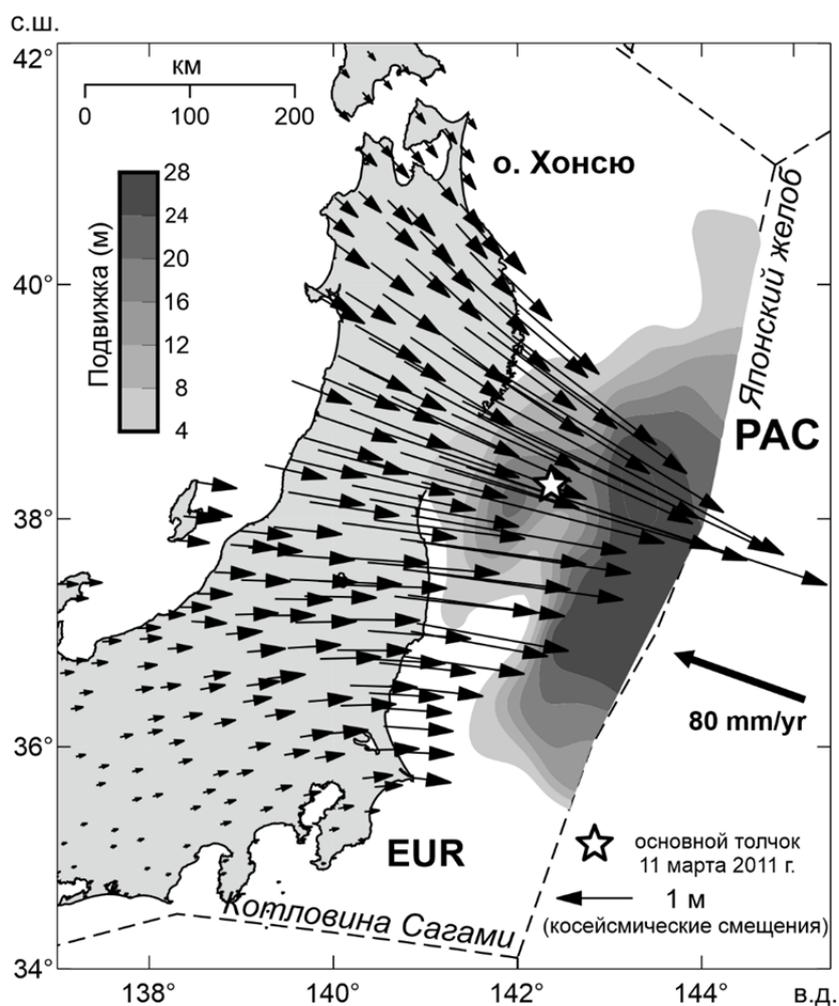


Рис. 2. Распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага землетрясения Тохоку 2011 г. Черными стрелками показаны косейсмические смещения земной поверхности. РАС – Тихоокеанская литосферная плита, EUR – Евразийская.

Области наибольших смещений в эффективном постсейсмическом очаге сосредоточены вблизи нижнего края сейсморазрыва, по-видимому, маркируя участки сброса остаточных напряжений, не высвободившихся во

время землетрясения (рис. 3).

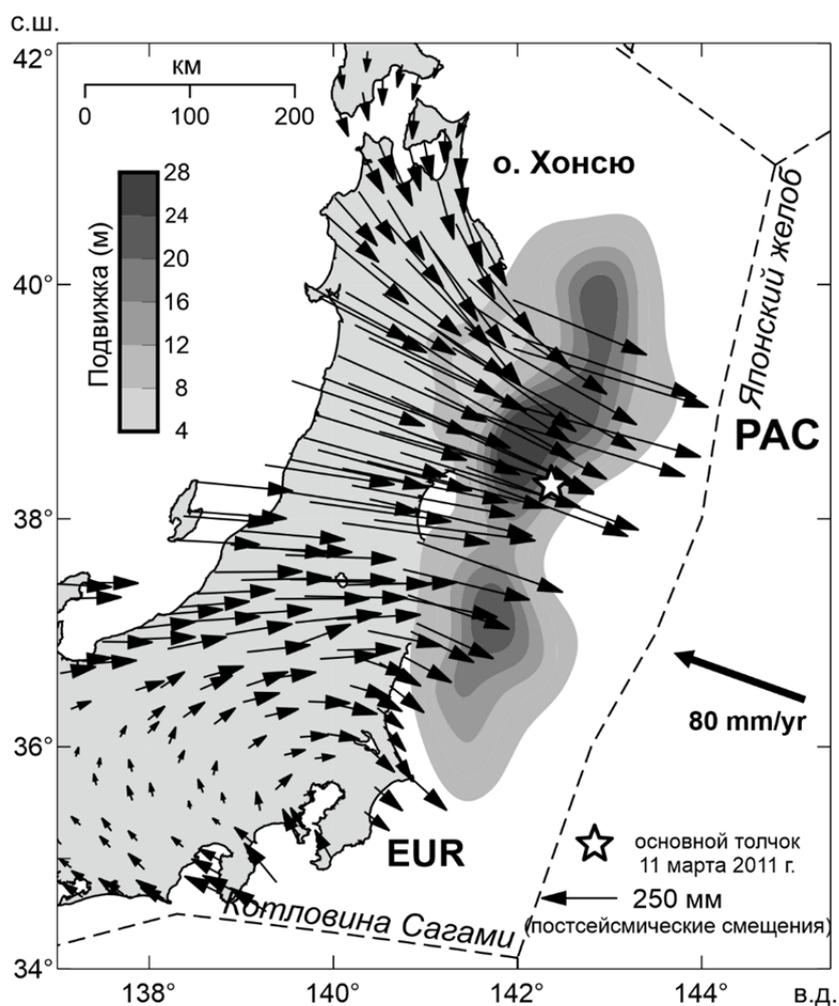


Рис. 3. Эффективная постсейсмическая подвижка в плоскости очага землетрясения Тохоку 2011 г. Черными стрелками показаны постсейсмические смещения земной поверхности. PAC – Тихоокеанская литосферная плита, EUR – Евразийская.

Вопрос о реологических свойствах астеносферы относится к числу дискуссионных, однако исследование постсейсмических деформаций, вызванных сильнейшими землетрясениями, позволяет установить

некоторые ограничения на механические параметры этого слоя [3]. Полученная авторами оценка эффективной максвелловской вязкости астеносферы в Северо-Восточной Японии примерно в десять раз ниже среднего значения, установленного для субдукционных зон окраинно-материкового типа. Согласно прогнозу, построенному в предположении о неизменной во времени эффективной вязкости астеносферы, преобладание постсейсмических смещений в окрестности очага прекратится примерно через 30 лет после землетрясения Тохоку.

Интегральный подход к изучению особенностей сейсмического цикла в зонах субдукции позволил установить взаимосвязи геодинамических процессов на разных стадиях цикла и исследовать влияние региональных характеристик геосреды на их протекание.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 20-17-00140.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Minoura K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y., Iwashita T. The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunamis on the Pacific coast of northeast Japan. // *J. Nat. Disaster Sci.* 2001. V. 23. № 2. P. 83–88.
2. Ozawa S., Nishimura T., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake // *Nature*. 2011. V. 475. P. 373–377.
3. Muto J., Moore J.D.P., Barbot S., Iinuma T., Ohta Y., Iwamori H. Coupled Afterslip and Transient Mantle Flow after the 2011 Tohoku Earthquake // *Sci. Adv.* 2019. V. 5. № 9: eaaw1164. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw1164>.

The analysis of seismotectonic deformations before, during and after the 2011 Tohoku earthquake (Japan) was carried out on the basis of satellite geodetic data. Models of interplate coupling in the zone of mechanical contact of plates before the earthquake, as well as distributed seismic and postseismic displacements in the fault plane were constructed.

**Глазырин Е.А., Мараев В.Л.**

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

**К морфологии системы подводных каньонов Мзымта-Бзыбь (Черное море)**

**Glazyrin E.A., Maraev V.L.**

(JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

**To the morphology of the Mzymta-Bzyb submarine canyon system (Black Sea)**

Ключевые слова: подводный каньон, морфология, перехват каньонов, Черное море.

Синтезирована улучшенная модель морфологии системы подводных каньонов Мзымта-Бзыбь. Оперативный анализ модели свидетельствует о значительных перестройках каньонной системы в неоплейстоцен-голоценовый период. В системе присутствуют участки перехвата и пересечений каньонов. Выявлено несоответствие друг другу и параметрам области денудации каньонов Бзыбь и Мзымты.

Система подводных каньонов Мзымта-Бзыбь расположена в юго-восточной части прикавказского района Черного моря и имеет в плане древовидную морфологию [1]. В структурно-тектоническом отношении система расположена в Туапсинском прогибе. В данной системе лучше всего изучена морфология каньона Мзымты. Это наиболее крупный подводный каньон Российского сектора Черного моря [2]. Его характеристика дана ранее [3, 4]. Менее изучена часть системы каньонов Мзымта-Бзыбь, отвечающая абхазскому сектору Черного моря.

В результате проведенной работы получена кардинально улучшенная модель морфологии системы каньонов Мзымта-Бзыбь в абхазском секторе Черного моря. С учетом ранее полученной модели морфологии каньона Мзымты Российского сектора [3, 4] это позволяет дать в целом более детальную морфологическую характеристику всей системы каньонов Мзымта-Бзыбь и в значительной степени улучшить представление о морфологии данной системы по сравнению с последними опубликованными данными [1].

Модель морфологии системы каньонов Мзымта-Бзыбь в Российском секторе основана на сведениях о батиметрии и сонарном изображении морского дна, полученных ГНЦ «Южморгеология» в 1996-1998 годах многолучевым эхолотом Simrad EM-12. Модель системы в Абхазском секторе основана на батиметрических данных, представленных на сайте навигационных карт [5]. На основе этих данных средствами ГИС синтезирована общая модель морфологии системы каньонов Мзымта-Бзыбь и ближайшего окружения (рис. 1). На ее основе представлены варианты продольных профилей тальвегов каньонов: «древовидный» – с началом от ветвления системы и «стартовый» – с началом от береговой линии или

начала транзита терригенного материала, литодинамического потока (рис. 2).

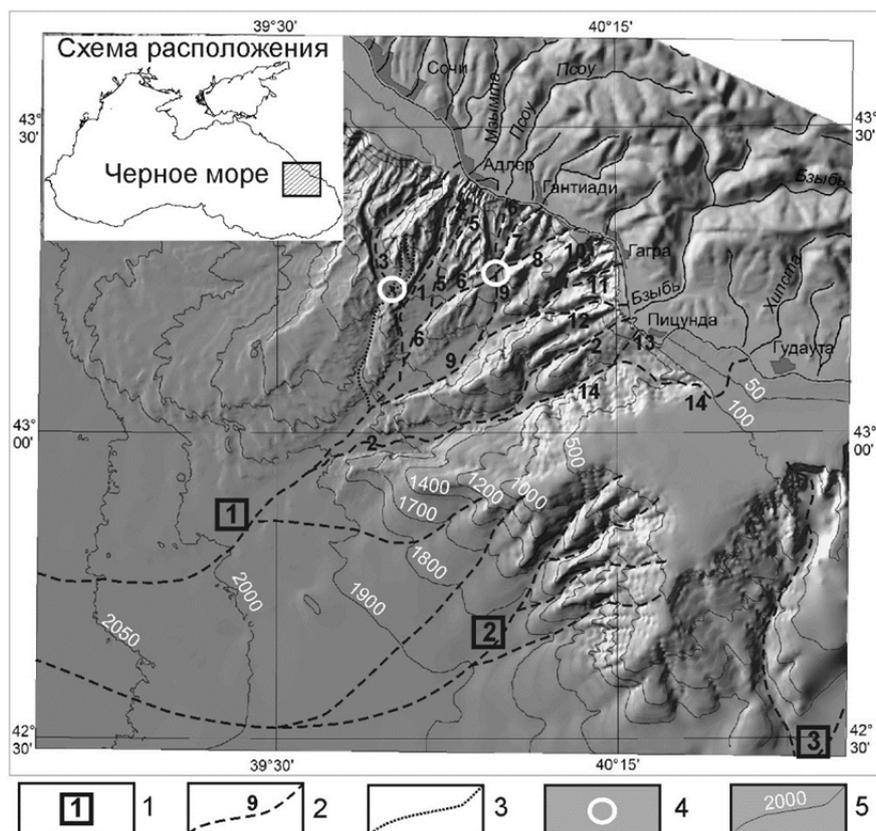


Рис. 1. Светотеневая модель рельефа системы каньонов Мзымта-Бзыбь. 1 – системы каньонов по [1]: 1 – Мзымта-Бзыбь, 2 – Гудаута, 3 – Гумиста-Кодори; 2 – тальвеги каньонов: 1 – Мзымты, 2 – Бзыбь, 3 – Кудепста, 4 – Новый, 5 – Константиновский, 6 – Псоу 1, 7 – Хашупса, 8 – Чигирипш, 9 – Псоу 2, 10 – Жове-Квара, 11 – Гагра, 12 – Алахадзы, 13 – Акула, 14 – Хипста, 15 – Гудаута; 3 – тальвеги отдельных малых каньонов; 4 – места пересечений тальвегов и перехвата каньонов; 5 – изобаты, м.

Названия каньонов даны как известные, так и по устьям или населенным пунктам, расположенных на траверзе их вершин. Показ тальвегов каньонов на модели относительно условен и соответствует генеральному направлению литодинамических потоков. В плоской шельфовой зоне тальвеги условно продолжены до ближайших устьев рек, поставляющих

транзитный терригенный материал. На корытообразных днищах тальвеги испытывают ветвление и меандрирование. В пределах конуса выноса и шлейфа разноса (на глубинах более 2000 м) тальвеги трассируют основное направление разноса терригенного материала и литодинамических потоков.

Об активности каньонов свидетельствует интенсивность абразионно-эрозионного вреза на вогнутом участке (рис. 2).

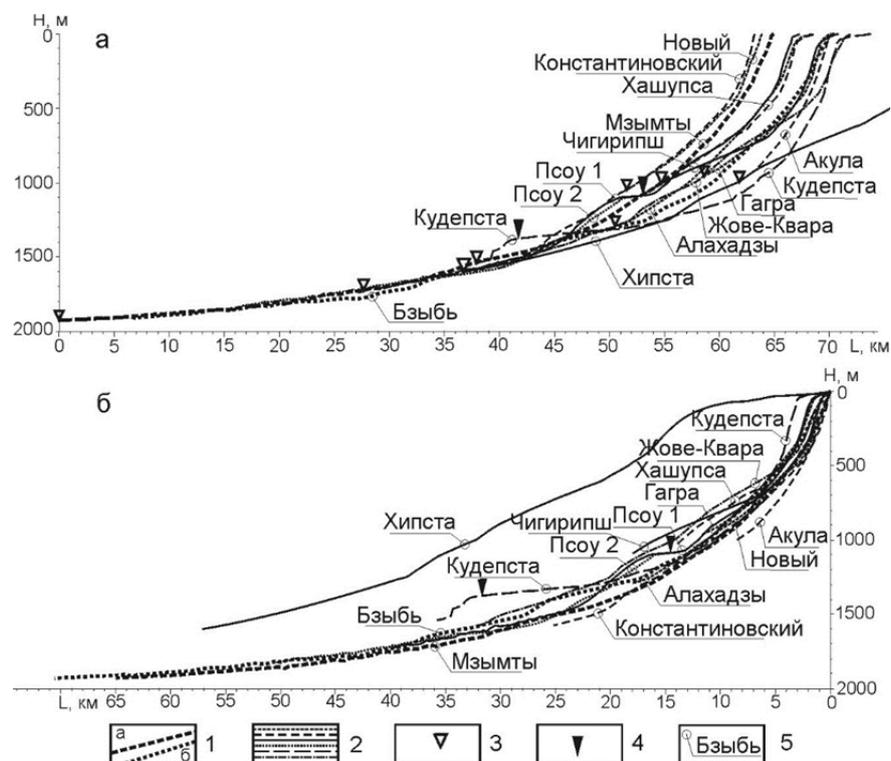


Рис. 2. Продольные профили тальвегов системы каньонов Мзымта–Бзыбь: а – древовидный тип, б – стартовый тип.

1 – тальвеги основных каньонов: а – Мзымты, б – Бзыбь; 2 – тальвеги других каньонов системы; 3 – слияния каньонов; 4 – места пересечений тальвегов и перехвата каньонов; 5 – выноски с названием каньонов.

Оперативный анализ модели морфологии системы каньонов Мзымта-Бзыбь позволяет сделать ряд заключений.

В системе присутствуют участки достаточно редкого явления - перехвата и пересечений каньонов.

Первый участок находится в нижнем течении каньона Кудепста, где она

пересекается тальвегом малых каньонов (рис. 1, 2). Пересекающий тальвег малого каньона заложен вдоль границ отрыва оползневых блоков и сливается с каньоном Мзымты на глубине около 1800 м, где носит висячий характер с превышением долины до 75 м [3]. Сам каньон Кудепста также относится к висячим, превышение тальвега его долины относительно каньона Мзымты составляет 125 м (рис. 2). Это позволяет отнести каньон Кудепста и пересекающий его малый каньон к потерявшим свою активность. Разветвленная головная часть каньона Кудепсты выходит на шельф на траверсе устьев рек Мацеста, Хоста, Кудепста. Здесь ширина шельфа увеличена, что в соответствии с [1] также свидетельствует о меньшей активности каньона Кудепста по сравнению с каньоном Мзымты и его левых притоков.

Второй участок перехвата и пересечений каньонов разделяет каньон Псоу на Псоу 1 и Псоу 2. Он находится при впадении в него каньонов Хашупса и Чигирипш (рис. 1, 2). При впадении каньона Псоу 1 в каньон Мзымты, он углубляет его днище. После перехвата долина каньона Псоу 2 более широкая, чем у каньона Псоу 1. Направление каньона Псоу 1 после пересечения совпадает с каньоном Чигирипш. Все это свидетельствует о перехвате литодинамического потока каньоном Псоу 1 под воздействием каньона Чигирипш. Данный участок требует дальнейшего изучения и детализации для расшифровки его морфологии и истории развития.

Бросается несоответствие друг другу параметров каньонов Бзыбь и Мзымты. Тальвеги каньонов Бзыбь и Мзымты к точке их слияния на глубине около 1925 м имеют длину, соответственно, 70,5 и 65 км. Морфологически каньон Бзыбь соподчинен каньону Мзымты, что противоречит крупности питающих их бассейнов денудации и объему поставки с этих бассейнов абрадирующего транзитного материала твердого стока, даже если прибавить к бассейну реки Мзымта бассейн реки Псоу. По данным [6] река Бзыбь при площади бассейна денудации 1510 км<sup>2</sup> поставляет 312 тыс. м<sup>3</sup>/год транзитного твердого стока, а реки Мзымта и Псоу при общей площади бассейна денудации 1306 км<sup>2</sup> - 152,8 тыс. м<sup>3</sup>/год транзитного твердого стока. Т.е. в каньоне Бзыбь поступает в 2 раза больший транзит терригенного материала. При этом терригенный материал реки Бзыбь крупнее [6], что увеличивает его абрадирующее влияние. Не смотря на несколько большую длину, тальвег каньона Бзыбь на вогнутом участке врезан меньше, чем у каньона Мзымты (рис. 2б). Т.е. каньон Бзыбь обнаруживает также меньшую выраженность, чем Мзымты. Между тем, его ответвление – каньон Акула – обладает максимальной абразионно-эрозионной активностью (рис. 2б). Данное несоответствие требует объяснений.

Наличие висячих долин, перехвата и пересечений долин каньонов, несоответствие современных параметров каньонов параметрам питающих их бассейнов денудации свидетельствует о значительных перестройках

каньонной системы в неоплейстоцен-голоценовый период. Такие перестройки связываются с активными тектоническими движениями [7], пульсациями активности каньонов при периодических изменениях климата и уровня моря в четвертичный период [1].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jipa D.C., Panin N. Narrow shelf canyons vs. wide shelf canyons: Two distinct types of Black Sea submarine canyons // *Quaternary International*. 2020. Т. 540. P. 120–136.
2. Андреев В.М., Шельтинг С.К. К геоморфологии Российского сектора Черного моря // *Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. IV. М.: 2007. С. 6–8.
3. Глазырин Е.А., Мараев В.Л. Подводные каньоны Мзымты и Шахе: морфология, литодинамические процессы // *Система Черного моря*. / Под ред. Лисицына А.П. М.: Научный мир, 2018. С. 84–105.
4. Глазырин Е.А. Геоморфология и литодинамика подводных каньонов как инженерно-геологический фактор освоения углеводородных ресурсов (на примере Российского сектора Черного моря) // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2019. Т. 14. № 2. С. 1–12.
5. Navionics [Электронный ресурс]. Режим доступа: // URL: <https://www.navionics.com/fin/charts> (дата обращения 15.01.2021).
6. Jaoshvili S. The rivers of the Black Sea. Technical report, № 71. European Environment Agency, 2002. 58 p.
7. Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никишин А.М. Современный рост складок, процессы эрозии и седиментации в глубоководной части Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D-сейсморазведки // *Доклады Академии Наук*. 2011. Т. 439. № 1. С. 76–78.

An improved model of the morphology of the Mzymta-Bzyb submarine canyon system has been synthesized. Operational analysis of the model indicates significant restructuring of the canyon system in the Neopleistocene-Holocene period. The system contains areas of interception and crossing of canyons. The discrepancy between each other and the parameters of the denudation area of the Bzyb and Mzymta canyons was revealed.

**Городницкий А.М., Шишкина Н.А.**

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

**Линейные магнитные аномалии океанической коры и серпентиниты**

**Gorodnitskiy A.M., Shishkina N.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Lineal magnetic anomalies of the oceanic crust and serpentinite**

Ключевые слова: линейные магнитные аномалии, петромагнитные исследования, серпентитовый слой, магнитное моделирование, эффективная намагниченность

Петромагнитные исследования океанических серпентинитов и магнитное моделирование по материалам магнитных съемок в различных районах Мирового океана, указывают, на двухъярусную геомагнитную структуру океанической коры, где сейсмический слой 2А «базальтовый», является верхним магнитным, а слой 4, серпентинитовый, нижним.

Выявление линейно-полосчатой структуры аномального магнитного поля океанической коры и ее билатеральной симметрии по отношению к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов в середине шестидесятых годов прошлого века, и модель Вайна-Мэтьюза о связи прямой и обратной полярности базальтов сейсмического слоя 2А со спредингом океанического дна, легли в основу теории тектоники литосферных плит. К настоящему времени закартирована глобальная система линейно-полосчатых аномалий, корреляция которой с изменениями полярности намагниченности образцов базальтовых лав, отобранных в результате глубоководного океанского бурения, и палеомагнитными данными на суше, дала возможность построить магнитную геохронологическую шкалу до 160 млн. лет.

Системы линейно-полосчатых магнитных аномалий и трансформных разломов, на основе применения теоремы Эйлера и уравнений сферической тригонометрии, много лет широко используются для изучения кинематики литосферных плит и создания разного рода палеомагнитных реконструкций континентов и океанов от поздней Юры до настоящего времени. При этом исторически линейные магнитные аномалии связывались только с базальтовым слоем 2А, наиболее доступным для геологического опробования и петромагнитного изучения. Глубинные труднодоступные сейсмические слои коры считались практически немагнитными.

Много лет петромагнитное изучение образцов океанической коры, отобранных в результате драгирования или океанского бурения, велось отдельно от интерпретации результатов геомагнитных съемок. Не учитывались данные о мощности магнитного слоя и его реальных

магнитных характеристиках.

Геомагнитные съемки, выполненные в последние десятилетия в пределах океанических областей, петромагнитный анализ образцов из глубинных слоев океанической коры, полученных в результате глубоководного бурения, и комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов, ставят вопрос о необходимости пересмотра старой «базальтовой» модели геомагнитного строения океанической коры, в том числе и природы линейно-полосчатых магнитных аномалий.

Большой объем полученных материалов свидетельствует о том, что, наряду с магнитным сейсмическим «базальтовым» слоем 2а, являющимся носителем геоисторической информации, в океанической литосфере содержатся глубинные магнитные тела, создающие интенсивные аномалии магнитного поля. Глубинные источники магнитных аномалий, по большей части связаны с серпентинитовыми образованиями, которые установлены практически во всех основных морфотектонических структурах дна Мирового океана: зонах срединных хребтов, абиссальных котловинах, внутриплитовых асейсмичных поднятиях и зонах поддвига.

Согласно современным геодинамическим моделям формирования океанической литосферы, в процессе спрединга, при проникновении океанской воды по трещинам в область характеристических изотерм Хесса (350–400°C), начинается серпентинизация гипербазитов верхней мантии с образованием антигоритовой и лизардит-хризатилловой модификациями серпентинитов. Изотопный анализ воды в офиолитовых комплексах показывает, что океанская вода проникает в мантию сверху.

Выделяется три основных типа гидратации гипербазитов верхней мантии океанской водой с их последующей серпентинизацией. К первому основному типу относится фронтальная гидратация, билатеральная по отношению к осевым зонам срединных хребтов на их флангах по системе микротрещин, которая приводит к наращиванию в низах коры пластичного серпентинитового слоя мощностью около 2 км (сейсмический слой 4).

Многочисленные петромагнитные исследования океанических серпентинитов показывают, что основным носителем магнетизма в них является магнетит, составляющий до 5 и более процентов. Полученные результаты свидетельствуют о том, что серпентинизированные гипербазиты обладают высокими значениями остаточной намагниченности и фактора Кенигсбергера, и могут быть источником интенсивных магнитных аномалий.

Поскольку нижний серпентинитовый слой океанической коры является труднодоступным для геологического изучения, его наличие в низах коры, не нарушенной разломами, может быть косвенно диагностировано геофизическими методами. Положение о наращивании океанической коры с возрастом подтверждается многочисленными сейсмическими данными о ее утолщении на 1.5–2.0 км в интервале 0–40 млн. лет. В ряде районов Тихого

океана, в том числе на плите Кокос, в низах коры обнаружен слой пониженных сейсмических скоростей (6.8 км/с) с мощностью 2 км. По данным Фокса и Апдайка, которые анализировали величины сейсмических скоростей в низах коры для главных котловин Мирового океана, из 243 определений более половины измеренных определений скоростей находится в интервале 6.2–6.8 км/с.

Билатеральная фронтальная симметрия гидратации верхней мантии океанической литосферы относительно осей срединных хребтов с образованием магнитных объектов подтверждается также геомагнитными данными. Как показывают результаты геомагнитных съемок, для океанической литосферы с возрастом 30 млн. лет и более, наблюдается закономерное увеличение размаха линейных аномалий. Вместе с тем, петромагнитные исследования океанических базальтов из сейсмического слоя 2А свидетельствуют о том, что их первичная намагниченность с возрастом резко снижается. Происходит это в результате проникновения в верхний базальтовый слой океанской воды, что приводит к низкотемпературному однофазному окислению титаномагнетита. Осредненная оценка показывает, что в осевых частях срединно-океанических хребтов естественная остаточная намагниченность составляет около 10 А/м, а в удаленных от оси областях — около 3.5 А/м

Увеличение размаха магнитных аномалий поэтому может быть связано с серпентинитовым слоем. Так в наиболее древней по возрасту литосферы Северо-Западной котловине Тихого океана установлена высокая интенсивность линейных магнитных аномалий мезозойской шкалы несмотря на малую величину намагниченности образцов, отобранных из базальтового слоя. Существование в низах коры магнитного серпентинитового слоя подтверждается также результатами магнитного моделирования в глубоководных котловинах и на асейсмичных поднятиях, которые свидетельствуют о том, что мощность магнитоактивного слоя в океанической литосфере соответствует мощности коры. Магнитное моделирование по серии профилей в зонах Срединно-Атлантического хребта, в районе Канаро-Багамского геотраверса и Центральной котловине Индийского океана, проведенное по данным магнитных съемок, свидетельствует, что нижняя кромка магнитного слоя 4 практически совпадает с границей Мохо.

Интенсивная билатеральная фронтальная серпентинизация гипербазитов верхней мантии на флангах Срединно-Атлантического хребта нашла подтверждение в результатах интерпретации результатов гравиметрических съемок. Как показывает плотностное моделирование, билатеральное увеличение размаха линейных магнитных аномалий с 30 млн. лет (линейная аномалия 10) сопровождается понижением средней расчетной интегральной плотности.

Полученные по данным магнитного моделирования, и комплексной

геофизической интерпретации, результаты позволяют сделать следующие предварительные выводы:

1. Глубинные серпентинитовые образования, формирующие нижний слой океанической коры (сейсмический слой 4), вносят существенный вклад в аномальное магнитное поле океанических областей.

2. Наблюдаемые магнитные аномалии, в том числе и линейные, могут быть связаны не только с «базальтовым» сейсмическим слоем 2А, а являются результатом кумулятивного сложения верхнего и нижнего магнитных слоев.

3. Нижняя граница магнитоактивного слоя коры в первом приближении соответствует поверхности Махоровичича.

Вместе с тем, вопрос о соотношении длительности процесса серпентинизации и формирования магнетитов и интервалов прямой и обратной полярности, остается дискуссионным, и требует дополнительного изучения. Так, по мнению Д.М. Печерского, продолжительность процессов серпентинизации, может достигать десятков миллионов лет, что намного превышает временные интервалы прямой и обратной полярности в геохронологической шкале. По нашим данным, временной интервал формирования серпентинитов и магнетита значительно меньше, и, по большей части, соответствует магнитной полярности вмещающего блока коры.

Решение этого вопроса может определить реальность участия серпентинитов в формировании линейных магнитных аномалий, несущих геохронологическую информацию.

Работы выполнены в соответствии с госзаданием по теме № 0128-2021-0005.

Petromagnetic studies of oceanic serpentinite and magnetic modeling based on magnetic surveys in various regions of the World Ocean indicate a two-tiered geomagnetic structure of the oceanic crust, where layer 2A is upper, and layer 4, serpentinite, is lower.

**Гусьяков В.К.<sup>1</sup>, Никонов А.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, email: gvk@sscc.ru; <sup>2</sup>Институт физики Земли РАН, г. Москва)

**Цунами и цунамиподобные явления в окраинных морях и внутренних водоемах России**

**Gusiakov V.K.<sup>1</sup>, Nikonov A.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, SB RAS, Novosibirsk; <sup>2</sup>Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

**Tsunami and tsunami-like phenomena in the marginal seas and in-land waters of Russia**

Ключевые слова: цунами, очаги землетрясений, сейсмотектоника, цунамиопасность, океанические берега, внутренние водные бассейны

В работе дается обзор фактических сведений о возникновении цунами вблизи российского побережья на окраинных морях и во внутренних бассейнах. Основную угрозу волны цунами представляют для Дальневосточного побережья РФ, однако их проявления известны на Черном, Каспийском, Белом, Балтийском и других окраинных морях, а также на внутренних водоемах России. Приводится статистика исторических наблюдений цунами по отдельным бассейнам.

Волны цунами, возникающие в морях и океанах при некоторых сильных подводных землетрясениях, вулканических извержениях, оползнях и обвалах, являются одним из наиболее опасных видов природных катастроф. Наносимый цунами ущерб усиливается их полной внезапностью по месту, времени и силе, быстротечностью, тяжелыми разрушениями и высокой вероятностью фатальных исходов среди людей, оказавшихся в зоне воздействия этих волн.

Основная опасность цунами для Российского побережья связывается с Дальневосточным регионом, где они регулярно возникают в связи с сильными подводными землетрясениями в Курило-Камчатской зоне, в восточной части Японского моря, а также приходят из удаленных цунамигенных зон (например, южноамериканской). Исторический каталог цунами для этого региона содержит 105 цунамигенных событий, происшедших в регионе с 1737 г. по настоящее время [1] (рис.1). В 5 случаях ощутимое (с высотами более 0.5 м) цунами было вызвано удаленными источниками, расположенными в Японской, Аляскинской и Чилийской зонах. Всего за этот период наблюдалось 10 разрушительных цунами с высотами на берегу 10 и более метров, среди них было 2 мегацунами с высотами более 20 м (в 1737 г. и 1952 г.), еще в 15 случаях цунами было опасным (высоты в диапазоне 2–10 м), в 13 случаях наблюдаемые высоты волн находились в пределах приливных колебаний (порядка 1–2 м), в остальных случаях цунами было слабым и наблюдалось только на

приборных записях. Таким образом, повторяемость разрушительных цунами у дальневосточных берегов РФ составляет в среднем 1 раз в 25 лет, опасных – 1 раз в 10–15 лет, слабые цунами (с амплитудами в пределах размаха прилива) наблюдаются практически ежегодно.

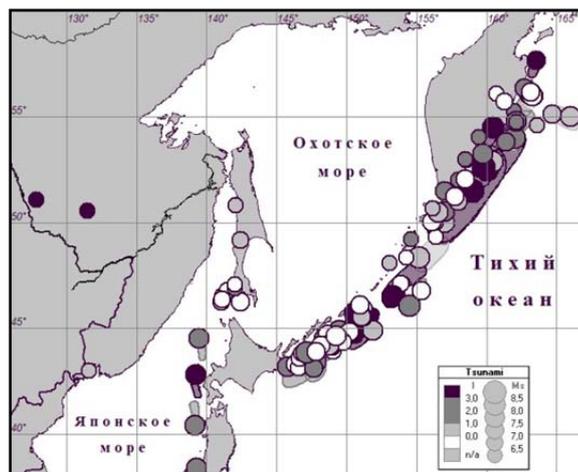


Рис. 1. Карта очагов цунами на Дальнем Востоке РФ за весь исторический период (с 1737 г. по настоящее время). Размер кружков пропорционален магнитуде землетрясения, плотность серого тона показывает интенсивность цунами по шкале Соловьева-Имамуры.

Цунами и цунамиподобные явления были известны на Черном, и Каспийском, а недавно установлены многократно на Балтийском, Баренцевом и Белом морях, а также на внутренних водоемах (озерах и даже крупных реках). За последние десятилетия ситуация с оценками цунамиопасности на этих побережьях кардинально поменялась. Например, для Черного моря исторический каталог практически удвоился и сейчас содержит 53 события, среди которых были разрушительные цунами с высотами до 4–5 м, иногда до 7–8 м, вызывавшие гибельные последствия для древних городов и многих прибрежных поселений [2]. Расположение их очагов (рис. 2) в значительной мере отражает не только сейсмотектонику, но и культурно-исторические особенности этого региона, ибо наибольшее число случаев цунами известно в Крыму, на Босфоре и в древней Тракии (нынешней Болгарии), тогда как северное, слабо заселенное побережье Турции и кавказское побережье почти лишены событий.

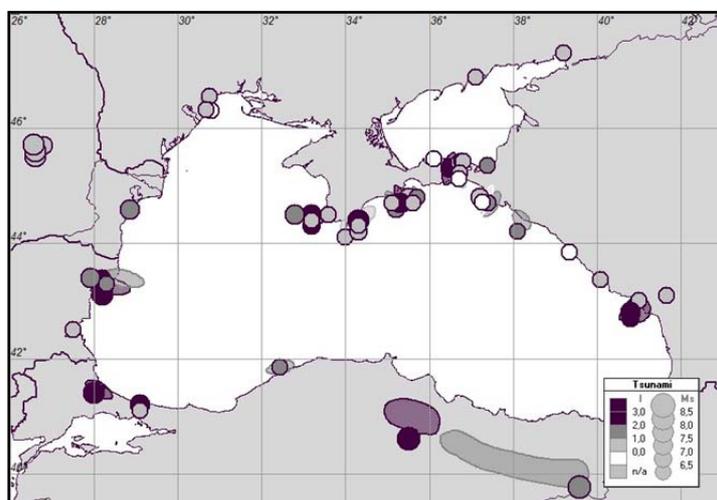


Рис. 2. Положение 53 известных очагов цунами в Черном и Азовском морях, происшедших в регионе с 900 г. до н.э. по настоящее время.

Другие моря и внутренние бассейны ранее вообще считались нецунамиопасными, но как видно из данных табл. 1, аномальные колебания уровня с высотами до нескольких метров происходили на них неоднократно. Цунами и цунамиподобные явления происходили в историческое время на Балтийском, Белом и Баренцевом морях, на Байкале, на Ладожском и Онежском озерах, оз. Имандра, и даже на реках, таких как Волга и Днепр (вследствие крупных оползней и обвалов на их берегах), на Неве, Тереке, Енисее, Ангаре и др. (вследствие землетрясений).

Таблица 1. Цунами и цунамиподобные явления в окраинных морях, омывающих побережье России

Регион	Число цунами	Период (годы)	Максим. магнитуда	Максим. высота (м)
Берингово море	2	1960–1969	7.3	13
Охотское море	6	1946–1995	7.5	2*)
Японское море	11	1940–2007	7.8	6
Черное море	53	~900–2014	8.1	7–8
Каспийское море	5	1608–2000	7.7	2–3
Балтийское море	21	1000–2004	~ 6	4–5
Белое море	6	1550–1967	6.5–7?	4–5
Баренцево море	5	~500–1967	6.8?	3–5
Оз. Байкал	5	1693–1963	7.5	5

\*) зафиксирована в 1960 г. от удаленного очага в Чилийской зоне

В табл. 2 приведены даты последних регистраций опасных (более 3 м) высот цунами на различных побережьях Российской Федерации. Данные таблиц 1 и 2 показывают, что хотя известны высоты цунами на разных побережьях находятся примерно в одном диапазоне (2-8 м), повторяемость событий цунами в разных морских бассейнах резко различаются.

Таблица 2. Последняя регистрация опасных (> 3м) цунами на берегах РФ.

Регион	Год	Интервал времени (годы)
Камчатка и Северные Курилы	1969	48
Центральные Курилы	2006	11
Южные Курилы	1994	23
Берингово море	1969	50
Сахалин	2007	10
Японское море	1993	24
Черное море	1875	142
Балтийское море	1869	148
Белое море	1888	133
Баренцево море	1772	249

Двумя главными научно-практическими задачами, связанными с угрозой цунами, являются оперативный прогноз (по факту возникновения подводного землетрясения) и предварительное цунамирайонирование побережья (картирование цунамиопасности).

Оперативный прогноз на Дальневосточном побережье РФ осуществляется с 1958 г. специально созданной службой предупреждения о цунами (СПЦ). Выполненный в [3] анализ эффективности работы службы предупреждения за 50 лет (с 1958 по 2009 год) показал, что в целом служба предупреждения о цунами на Дальневосточном побережье функционирует вполне надежно и без крупных провалов (т.е. пропусков опасных цунами) и накопила определенный опыт в прогнозировании местных и удаленных цунами. Наиболее серьезным недостатком службы является высокий процент ложных тревог, составляющий по результатам проведенного анализа 75% от общего числа поданных тревог. Это является следствием стохастической природы генерации цунами и разнообразия механизмов их возбуждения. Все подводные землетрясения становятся цунамигенными, только начиная с магнитуды 8, но поднимать на этот уровень пороговое значение магнитуды нельзя из-за риска пропуска сильного цунами (с высотами до 10–15 м) при относительно слабых землетрясениях, с магнитудой около 7. Такие, так называемые цунами-землетрясения, в течение XX века в Курило-Камчатском регионе происходили трижды, в 1923, 1963 и 1975 гг.

Проблема эффективной защиты от цунами осложняется редкостью их

проявления на каждом отдельно взятом участке побережья. Последние документированные жертвы от цунами на побережье РФ были на Курилах в 1952 г., более 65 лет тому назад. Для других регионов надежных сведений о жертвах от цунами за последнее столетие не имеется. На Дальневосточном побережье наибольшую угрозу представляет сейсмическая брешь в районе Командорских островов, где сильных землетрясений не было за весь период инструментальных наблюдений (около 120 лет). Размер этой бреши позволяет предполагать возможность возникновения здесь субдукционного землетрясения с магнитудой до 8.5. Для Японского моря опасность может представлять зона контакта между Амурской плитой и Японской микроплитой, на участке между 45° и 46° с.ш., где сильные землетрясения также не фиксировались инструментальными средствами. Все другие участки этой цунамигенной зоны реализовали потенциал накопленных напряжений в виде подводных землетрясений с магнитудами 7.2–7.8 в период с 1940 по 2006 гг.

В Крыму на основе установления сейсмического режима за последние 2 тыс. лет мощные сейсмические, потенциально цунамигенные события, подобные катаклизму 63 г. до н.э. [4], можно ожидать в ближайшие десятилетия на западном и/или восточном краях полуострова (Гераклейский полуостров и Керченский пролив).

Работа выполняется в рамках госзадания ИВМиМГ СО РАН № 0251-2021-0004 и госзадания ИФЗ РАН № 0144-2019-0010.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусяков В.К. Цунами на Дальневосточном побережье России: историческая перспектива и современная проблематика // Геология и геофизика. 2016. № 9. С. 1601–1615.
2. Никонов А.А., Гусяков В.К., Флейфель Л.Д. Новый каталог цунами в Черном и Азовском морях в приложении к оценке цунамиопасности российского побережья // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 2. С. 240–255.
3. Гусяков В.К. Магнитудно-географический критерий прогнозирования цунами: анализ практики применения за 1958–2009 гг. // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 5–21.
4. Никонов А.А. Мощное цунами. В проливе... Керченском // Природа. 2016. № 5. С. 29–38; № 7. С. 30–40.

The paper provides an overview of the historical data on the occurrence of tsunamis near the Russian coast in the marginal seas and inland basins. Tsunamis present the main threat of for the Far East coast of the Russia, however, their manifestations are known in the Black, Caspian, White, Baltic and other marginal seas, as well as in inland water bodies. The statistics of historical observations of tsunamis for individual basins are presented.

**Данилов В.И.**

(г. Кострома, e-mail: danvlad@bk.ru)

## **Океанические течения и приливы – реальные причины появления**

**Danilov V.I.**

(Kostroma)

## **Ocean currents and tidal movements: the real causes**

Ключевые слова: течения, приливы, ядро планеты.

В статье представлен довольно простой для понимания, радикально отличный от существующих гипотез, доказанный данными измерений, универсальный для любого места планеты, механизм появления основного океанического течения, также объясняющий поведение приливов воды в океане и тела планеты.

Все известные типы течений не объясняют основного, постоянно действующего в районе экватора глобального течения, направленного с востока на запад и, при отсутствии материков, замкнувшегося бы в круговое наподобие пылевых колец атмосферы на Юпитере (природа экваториального противотечения в данной статье не рассматривается).

Океанические приливы в современной научной литературе рассматриваются как подъем воды за счет притяжения от Солнца и Луны, и авторы при этом постоянно пытаются с помощью поправочных коэффициентов и различных моделей привести описание явления к какой-то математике, считая, что Земля как бы является телом со своей частотой колебания [1]. При этом забывая, что любые колебания имеют время затухания, а рассматриваемые процессы длятся много лет. По сути, не выявив основных причин приливов, такой метод не лучше, а даже хуже, из-за своей сложности, простой статистической таблицы, то есть метода давно и успешно использовавшегося на практике мореходства.

Упор на приливные силы, вызванные влиянием Солнца и Луны при вращении Земли, сделан, например, в статье [2], где движущийся «горб» мантии якобы вызывает движение воды (дискретно-волновое движение). Но не учтено, что горб движется на глубине, а основные потоки течения не опускаются ниже 200 м [3], таким образом, такой механизм работать не может.

Действие приливных сил непосредственно на тело океана также не может вызвать такое течение по той причине, что эти силы действуют на массы воды, сначала с востока, а потом точно также с запада. Даже если, что невозможно, они и сдвинут массу воды сначала в одну сторону, то потом на столько же вернут назад.

Реальные причины, вызывающие течения и приливы. Но течения есть и довольно значительные – скорости их измеряются от 30 до 150 см/с [3], а

значит, есть и сила, их вызывающая. Причем сила эта многовековая, постоянного направления. Внешних, наблюдаемых сил нет. Значит, есть внутренняя.



Рис. 1. Условный рисунок [2] показывающий схожесть структур крупномасштабных течений Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

Давайте представим Землю как некий шар, с довольно тонкой, относительно общего объема, оболочкой (мантия), которая может деформироваться от перемещения внутренней массы, если ее притянуть к внешней массе (Солнце, Луна). Грубо ее можно сравнить с воздушным, надутым шариком, в который налили еще и воды. Вода из-за земного притяжения вызовет деформацию оболочки, а при вращении шарика эта деформация будет перемещаться по окружности – это и есть аналог прилива твердой части Земли. Но это не прилив на океане!! Прилив у берега будет вызван отливом воды от точки максимального подъема материка к берегам. Если, например, налить воду в пластиковую тарелку и снизу надавить, то вода перельется к краям, берегам. Этот факт очень хорошо виден при наложении графиков измеренного поведения гравитационных сил, графика уровня воды и положений Солнца и Луны в одном пункте измерения (рис. 2). А на рис. 3 хорошо виден максимальный подъем воды при приливах именно у берегов океанов.

Нами специально выбран временной интервал, когда Солнце и Луна находятся на небосклоне рядом и одновременно влияют на ядро Земли.

Данные измерений гравитационных сил предоставлены сотрудниками лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН. Данные уровня океана – измерения, выполненные на станции «Посыет». Данные времен восхода, максимального положения, захода и угла восхождения Солнца и Луны взяты из программы StarCalc с привязкой к местоположению станции.

По горизонтальной оси всемирное время. Черный – измеренная сила гравитации, мкГал. Красный – положение Солнца в град. над горизонтом (время восхода, максимального положения, заката). Синий – положение Луны в град. над горизонтом (время восхода, максимального положения,

заката). Зеленый – уровень воды океана, см.

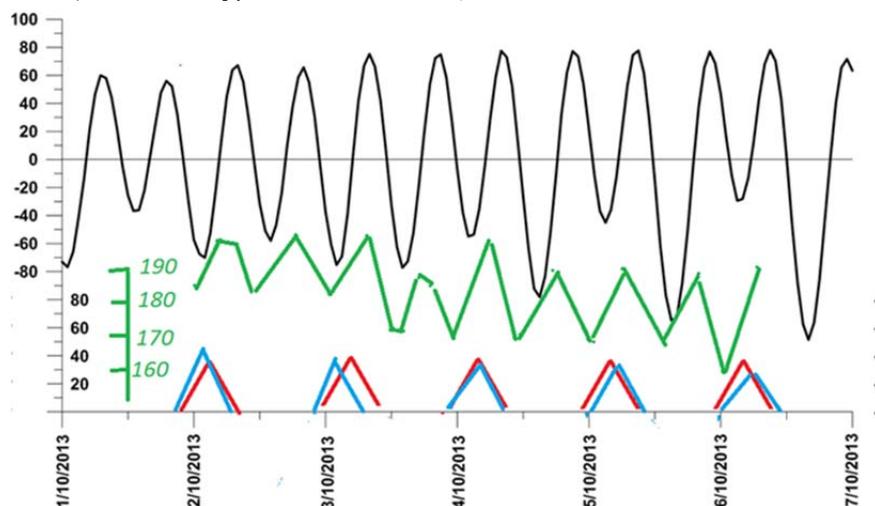


Рис. 2. Данные измерений. Станция «Посъет» Тихоокеанского побережья.

На рисунках видно, как за пару часов до прохождения Солнцем и Луной точки зенита возникает отлив воды и в тоже время уменьшение силы притяжения, т.е. прилив твердой части планеты. Виден также отлив воды в ночное время, когда возникает прилив мантии от ухода ядра планеты в противоположную часть Земли.

Именно этим фактом и объясняется несовпадение приливов, но совпадение отливов на воде с положениями Солнца и Луны в зените.

«Горб» на мантии будет изменять свое положение и величину в зависимости от: - времени года (наклона оси вращения); - удаленности Луны и Солнца от Земли; - «расфазировки», т.е. различного положения между собой Луны и Солнца;

И тогда прилив у берега будет непостоянным, будет зависеть от этих факторов.

Теперь о подъеме (приливе) мантии на противоположной стороне земного шара. К сожалению это трудно продемонстрировать наглядно, как в первом случае, но и тут все довольно просто. Смещенная в сторону Солнца и Луны масса ядра планеты ослабит силу притяжения на противоположной стороне шарика пропорционально квадрату расстояния смещения. На приведенном графике это будут провалы сил гравитации (черный цвет) в периоды, когда нет ни Солнца, ни Луны над пунктом измерения. Никаким другим образом объяснить такое уменьшение сил притяжения невозможно, поскольку гравиметр реагирует только на силу притяжения (массу).

На датчик гравиметра, таким образом, действуют разнонаправленные силы:

- притяжения от основной массы Земли – постоянная сила;
- притяжения от Солнца – переменная сила;
- притяжения от Луны – переменная сила;
- притяжения от подвижной массы ядра Земли – переменная сила, зависящая от положения Солнца, Луны, времени года.

Исходя из того, что возникает много переменных, взаимно связанных величин, расчет массы перемещающейся части ядра Земли затруднен.

При вращении Земли «горб» будет описывать циклические круговые траектории – это единственное наблюдаемое движение в одну сторону, совпадающее с направлением движения основного океанического течения [3].

Сила притяжения близко расположенной к воде массы движущегося внутреннего ядра планеты будет заставлять двигаться массу воды в одном и том же направлении, но с разной силой в зависимости от времени года.

Это и есть причина основного океанического течения.

Так как основная масса ядра движется в экваториальной области, то и в движении приводятся воды около экватора. Встречая на своем пути материи, это течение расходится в стороны от экватора и, поскольку бассейны океанов практически замкнуты, вода большей частью движется по замкнутому контуру (рис. 1).

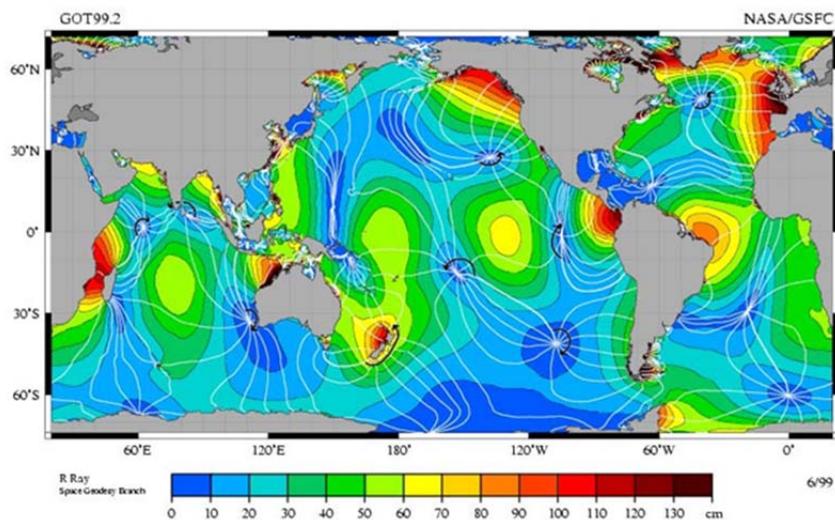


Рис. 3. Кодиальные линии

Изменение уровня воды океанов является только проявлением изменения уровня твердой поверхности планеты. Вода, из-за свойств текучести, меняет

свой уровень в зависимости от рельефа дна и берега. В то же время значения изменения твердой оболочки Земли зависят от ее структуры и толщины. Горные и материковые массивы, имеющие большие глубинные части, естественно, будут менее подвержены влиянию, чем низкие, более тонкие, подводные площади. Именно поэтому воды озер практически не меняют свой уровень, т.к. они расположены на теле массивных континентов и одновременно незначительно изменяется уровень дна всего водоема. На равнине океанов возникают амфидермические точки (где нет приливов) и кодиальные линии (линии, соединяющие на карте все пункты, где гребень приливной волны появляется одновременно, т.е. пункты, в которых одновременно наступает полная вода). В случае, если бы прилив возникал только от воздействия на воду, такого не могло бы быть.

Кроме рассматриваемых процессов, движение ядра планеты приводит к таким последствиям как образование магнитного поля Земли, горообразование, дрейф материков, землетрясения, сдвиг астрономического относительно эталонного времен и др. [4].

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.**

1. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968.
2. Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И. Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 3–13.
3. Штокман В.Б. Экваториальные противотечения в океанах. Ленинград: 1948.
4. Данилов В.И. Последствия взаимного влияния планет // Геофизический вестник. 2017. № 3. С. 11.

In addition to the processes under consideration, the movement of the planet's core leads to such consequences as the formation of the Earth's magnetic field, mountain building, continental drift, earthquakes, an astronomical shift relative to the reference time, etc.,

**Денисова А.П.<sup>1</sup>, Мороз Е.А.<sup>2</sup>, Сухих Е.А.<sup>2</sup>, Соколов С.Ю.<sup>2</sup>,  
Ермаков А.В.<sup>2</sup>, Ананьев Р.А.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, г. Москва, e-mail: anden6900@gmail.com; <sup>2</sup>Геологический институт РАН, г. Москва; <sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Признаки глубинной дегазации в верхней части осадочного чехла шельфа и водной толще Карского моря**

**Denisova A.P.<sup>1</sup>, Moroz E.A.<sup>2</sup>, Sukhikh E.A.<sup>2</sup>, Sokolov S.Yu.<sup>2</sup>,  
Ermakov A.V.<sup>2</sup>, Ananiev R.A.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow; <sup>2</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Signs of deep degassing in the upper part of the sedimentary cover of the shelf and the water column of the Kara Sea**

Ключевые слова: дегазация, Карское море, сейсмоакустическое профилирование, шельф

В ходе 41 и 49 рейсов (2019–2020 гг.) НИС "Академик Николай Страхов" проводились геолого-геофизические работы по изучению рельефа дна и строения осадочного чехла Карского моря. По результатам исследований удалось выявить большое количество сейсмоакустических аномалий, свидетельствующих об активной дегазации.

Район мелководного (с глубиной моря не более 200 м) шельфа южной части Карского моря является перспективным с точки зрения освоения: здесь расположены месторождения углеводородов [1], планируется строительство объектов добычи и транспортировки нефти и газа. Результаты исследований позволили выявить широкое распространение процессов дегазации на большей части исследуемой территории, приуроченных к различным геоморфологическим позициям рельефа и осадочным комплексам. Эти процессы представляют опасность для нефте- и газодобывающей инфраструктуры, а также судов, задействованных в исследованиях и инженерных изысканиях. Выявление признаков активной дегазации имеет большое значение как для фундаментальных научных исследований, так и для решения прикладных задач.

Анализ признаков дегазации производился на основе, полученных в результате экспедиционных работ 41 и 49 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» на шельфе Карского моря (рис. 1). Съемка рельефа дна производилась на многолучевом мелководном эхолоте RESON Seabat 8111 с частотой излучаемого акустического сигнала 100 кГц.

Сейсмоакустические исследования верхней части осадочного разреза производились на непараметрическом профилографе EdgeTech 3300 с

частотно-модулированным сигналом 2–12 кГц. Разрешающая способность профилографа составляет от 0.5 м до 1 м, а глубина проникновения акустического сигнала (в зависимости от состава осадков) – от 10 до 100 м.

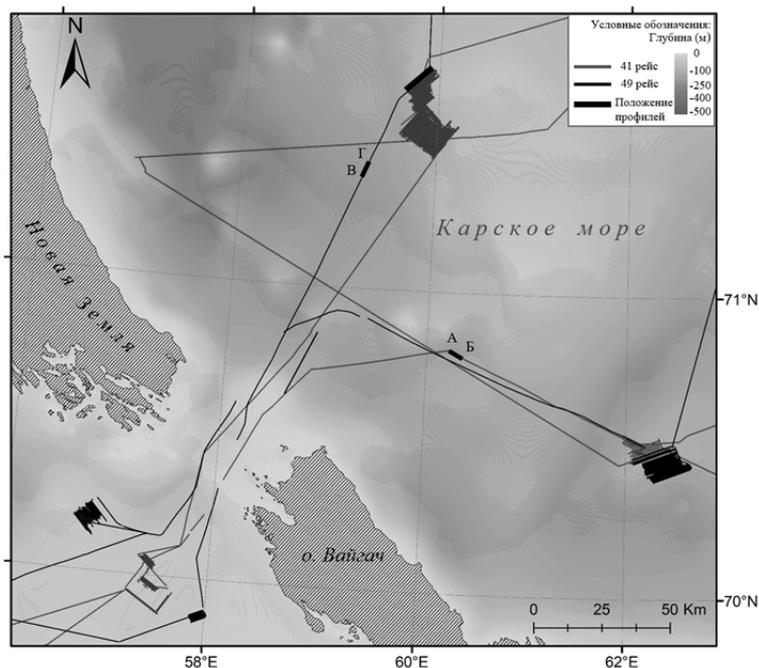


Рис. 1. Расположение полигонов исследований, транзитов и проанализированных профилей на батиметрической карте, построенной по ЦМР (топооснова по данным IBCAO V4, <https://www.gebco.net>)

Активная дегазация осадочного чехла была зафиксирована на сейсмоакустическом профиле по линии А-Б, расположенном в 60 км к северо-востоку от о. Вайгач (рис. 2). Отложения в разрезе по профилю представлены слоистыми морскими осадками голоценового возраста (глинистые алевриты и алеврито-пелитовые илы) [2] видимой мощностью 40–50 м. Слои залегают субгоризонтально, в нижней части разреза наблюдается небольшая волнистость. На сейсмоакустической записи фиксируется группа газовых аномалий, которые можно разделить на две группы: «плоские яркие пятна» (с увеличенной по сравнению с окружающими рефлекторами интенсивностью отраженного сигнала) [3] и вертикальные акустические осветления («трубы») с шириной порядка 10–50 м. Зоны субгоризонтальных ярких пятен представляют собой локальные «ловушки» для газа. Их фрагментарность обусловлена литологической

неоднородностью морских осадков, слагающих разрез. Участки вертикального осветления связаны с поступлением вверх по разрезу свободного газа, которое приводит к нарушению слоистости, изменению свойств осадка и, следовательно, его осветлению на сейсмоакустическом профиле. Важно отметить, что субгоризонтальные яркие пятна расположены над аномалиями типа «трубы».

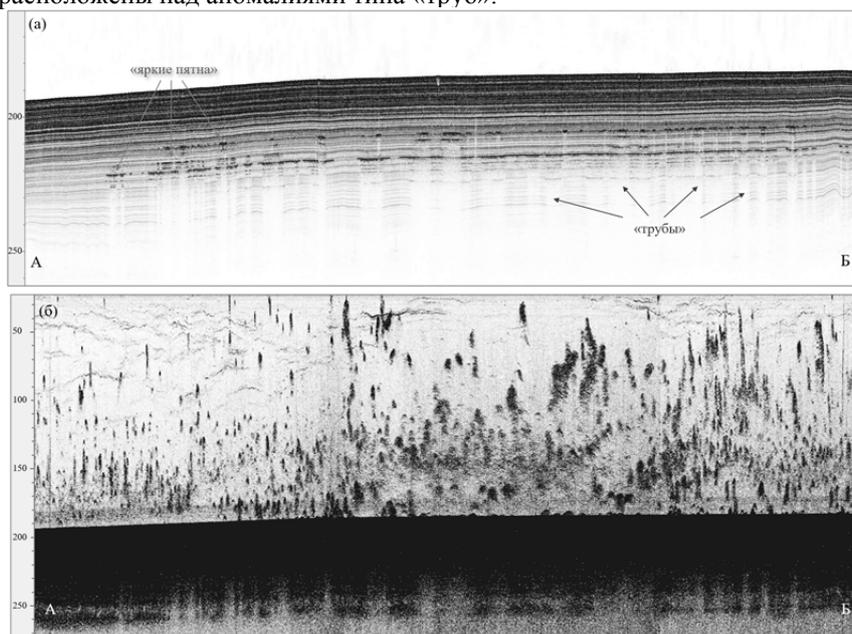


Рис. 2. Профиль А-Б. Строение верхней части разрез по данным профилографа (частота сигнала 2–12 кГц) (положение профиля показано жирной линией на рис. 1). По вертикали – миллисекунды от поверхности

На сейсмоакустическом профиле (рис. 2) отчетливо выражены газовые факелы, также свидетельствующие об активной дегазации в пределах исследуемого участка. Высота факелов достигает 40–45 м. Следует отметить, что дегазация происходит неравномерно. Зафиксированные газовые факелы приурочены к аномалиям, описанным ранее. Самые крупные из газовых факелов соответствуют «трубам» с наибольшей шириной, отмеченным в центральной части профиля.

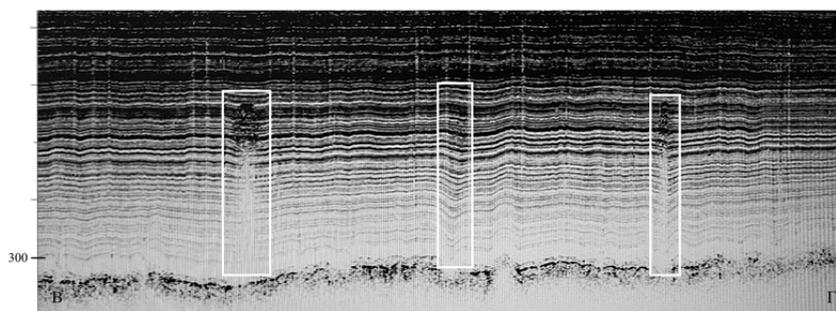


Рис. 3. Профиль В-Г. Строение верхней части разрез по данным профилографа (частота сигнала 2–12 кГц) (положение профиля показано жирной линией на рис. 1). По вертикали – миллисекунды от поверхности

В центральной части разреза по профилю В-Г (рис. 3) можно наблюдать вертикальные зоны прогибания рефлекторов, которые свидетельствуют об изменении литологии осадка, вызванном проникновением свободного газа. Однако, в верхней части этих зон не фиксируется повышения яркости отраженных сигналов (отсутствует «яркое пятно»). Можно предположить, что такие участки на разрезе представляют собой раннюю форму развития аномалий, описанных выше. О «молодости» форм дегазации на участке профиля В-Г может свидетельствовать и меньшая ширина уже существующих «труб» (не более 10 м). На этом профиле также были выделены аномалии в виде изометричных ярких пятен, которые расположены над зонами вертикального осветления. Вероятно, такие аномалии имеют аналогичный с плоскими яркими пятнами генезис, а иная форма может быть обусловлена литологическими особенностями осадка.

Несмотря на существенные различия в морфологии исследуемых полигонов и участков между ними, сейсмоакустические исследования акватории Карского моря выявили признаки наличия газа в структуре осадочного чехла и водной толще. Типичными газовыми «аномалиями» на разрезах профилографа (2–12 кГц) являются, аномалии типа «яркое пятно», вертикальные трубы, а также газовые факелы, сконцентрированные в водной толще. Такие аномалии в пределах исследуемой территории достаточно неоднородны по своим размерам и формам, что может быть обусловлено как литологическими условиями, так и возрастом форм дегазации. Скопления газа, по-видимому, приурочены к локальным флюидопорам.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вержбицкий В., Косенкова Н., Ананьев В., Малышева С., Васильев В., Мурзин Р., Комиссаров Д., Рослов Ю. Геология и углеводородный потенциал Карского моря // Oil and gas journal. 2012. № 1. С. 48–54.

2. Левитан М.А., Хусид Т.А., Купцов В.М., Политова Н.В., Павлова Г.А. Типы разрезов верхнечетвертичных отложений Карского моря // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 776–788.
3. Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Агранов Г.Д., Сухих Е.А., Ананьев Р.А., Разумовский А.А., Левченко О.В. Проявление дегазации в верхней части осадочного разреза Печорского моря и ее связь с тектоникой // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 499. № 2. С. 91–96.

During 41 and 49 voyages (2019–2020) of the R/V *Akademik Nikolay Strakhov*, geological and geophysical work was carried out to study the bottom topography and the structure of the sedimentary cover of the Kara Sea. According to the research results, it was possible to identify a large number of seismoacoustic anomalies, indicating active degassing.

**Дорохов Д.В.<sup>1,2</sup>, Луговой Н.Н.<sup>1,3</sup>, Дорохова Е.В.<sup>1</sup>,  
Буданов Л.М.<sup>4</sup>, Дудков И.Ю.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: d\_dorohov@mail.ru; <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград; <sup>3</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва; <sup>4</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург)

**Геоморфологические исследования подводных уступов в юго-восточной части Балтийского моря в районе м. Таран**

**Dorokhov D.V.<sup>1,2</sup>, Lugovoy N.N.<sup>1,3</sup>, Dorokhova E.V.<sup>1</sup>,  
Budanov L.M.<sup>4</sup>, Dudkov I.Yu.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Immanuel Kant Baltic federal university, Kaliningrad; <sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>4</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg)

**Geomorphological studies of underwater scarps in the southeastern part of the Baltic Sea in the Taran Cape area**

Ключевые слова: субаквальный клиф, геоморфологическая карта, карсты, кекуры, палеогеографическая реконструкция.

На основе новых геолого-геофизических данных, полученных в 2020 г. в 47 рейсе НИС «Академик Николай Страхов», были выявлены новые геоморфологические особенности мезо- и микрорельефа дна в районе м. Таран и построена подробная геоморфологическая карта. По глубине расположения древних береговых уступов и террас для юго-восточной части Балтийского моря уточнены положения и скорости изменения относительных уровней бассейна на различных стадиях.

Юго-восточная часть Балтийского моря является уникальным местом, где древние береговые уступы сохранились в большом количестве, а наибольшая их сохранность характерна для подводного берегового склона в районе м. Таран. К северо-западу от Самбийского полуострова, располагаются уступы, сложенные палеоценовыми и эоценовыми отложениями – горизонтально- и косослоистыми песками, алевролитами, глинами, алевролитами. Несмотря на то, что субаквальные клифы являются ценными объектами для палеогеографических реконструкций, исследования террасированных подводных береговых склонов на шельфе Мирового океана довольно скудны из-за отсутствия геофизических данных высокого разрешения, трудностей в проведении прямых наблюдений и датировок подводных форм рельефа, слабой изученностью процессов сохранения древних береговых линий на шельфе. Предыдущие исследования затопленных уступов в юго-восточной части Балтийского моря довольно противоречивы, например [1, 2]. Попытки обобщения литературных данных и картографирования положения затопленных древних береговых уступов

были предприняты нами ранее. Однако отсутствие сейсмоакустических и многолучевых батиметрических данных в этих работах не позволило провести детальные геоморфологические и палеогеографические исследования. Оставался дискуссионным вопрос их генезиса.

В 2020 г. в 47-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Николай Страхов» была проведена батиметрическая съемка в районе м. Таран (Рис.) штатным многолучевым эхолотом (МЛЭ) Reson SeaBat 8111 (100 кГц, 101 луч). Постобработка данных МЛЭ выполнялась с использованием специализированного программного обеспечения Qinsy и PDS2000.

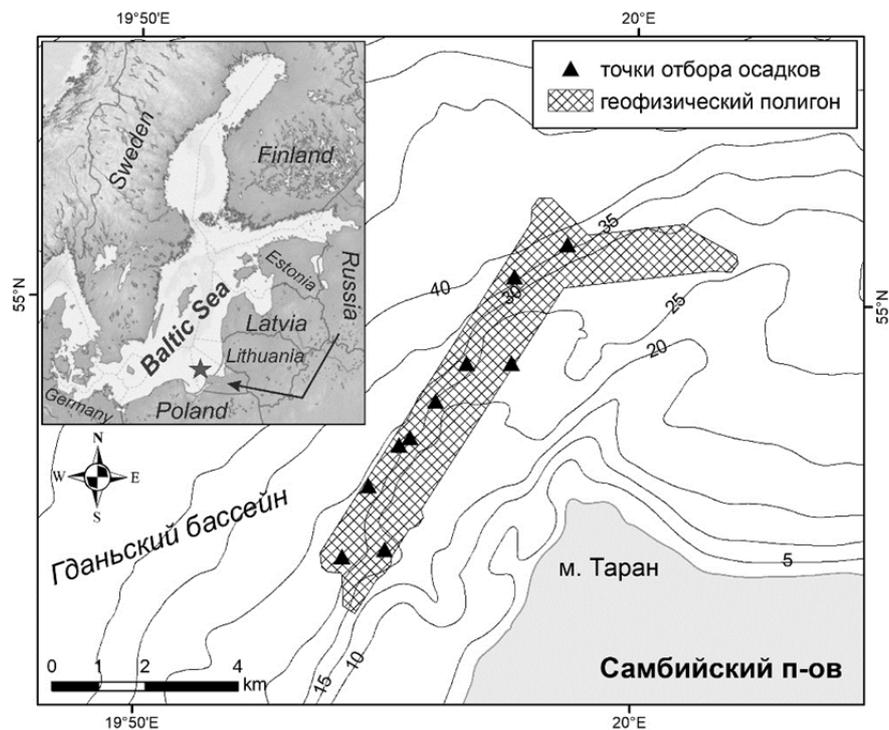


Рисунок. Схема расположения района исследования и обеспеченности геолого-геофизическими данными.

Морфологические описания, морфометрические измерения и определение положения глубинных отметок и уровней проводились на основе построения многочисленных профилей по полученной в результате съемки МЛЭ цифровой модели рельефа (ЦМР). Значения углов уклона батиметрической поверхности были получены средствами программы ArcGIS по ЦМР.

Стратификация донных отложений изучалась с использованием профилографа EdgeTech 3300 (2–16 кГц). Поверхностные осадки отбирались дночерпателем Океан-50 для литологического картирования. Гранулометрический анализ проводился ситовым методом.

Схема обеспеченности данными приведена на рисунке.

В результате комплексных геолого-геоморфологических исследований были выявлены новые геоморфологические особенности мезо- и микро рельефа дна и построена подробная геоморфологическая карта. Основными комплексами рельефа являются пологонаклонные с юго-запада на северо-восток и от берега к морю денудационные равнины на двух батиметрических уровнях: на нижнем – выровненная с глубинами более 27 м, и на верхнем – осложненная многочисленными формами микро рельефа на глубинах от 8 до 32 м. Равнины отделены друг от друга протяженными крутыми уступами высотой от 2 до 10 м.

*Аккумулятивная подводная равнина на нижнем уровне* представлена позднеплейстоценовыми и голоценовыми озерными и морскими отложениями. На глубинах до 52 м прослеживаются серии террасовых уровней, которые, вероятно, представляют собой древние береговые линии. У подножия уступа на западном подводном береговом склоне Самбийского п-ова аккумулятивные формы шириной до 200 м, прислоненные к уступам в профиле и заполняющие бухты по морфологическим и морфометрическим параметрам, соответствуют современным морским аккумулятивным террасам побережья Калининградской области [3]. Наиболее крупная аккумулятивная форма представляет собой террасу заполнения древней долины с мощностью отложений до 10 м. У подножия уступа в северной части аккумулятивные формы встречаются реже и значительно меньше по размерам (ширина 10–15 м, мощность 0.5–2 м), что аналогично параметрам некоторых современных пляжей Самбийского полуострова, часть из которых являются склоновыми накоплениями у основания крутых уступов.

*Рельеф структурно-денудационной подводной равнины на верхнем уровне* в первую очередь обусловлен выходящими на поверхность дна моноклинально залегающими меловыми и палеогеновыми породами. Основными чертами рельефа являются общий наклон с юго-запада на северо-восток и ступенчатое строение поверхности, связанное с выходами прочных силицитовых прослоев. Неоднородности петрографического состава прослоев выражены в рельефе в виде небольших по размерам останцов и депрессий, преимущественно овальных очертаний, с перепадами глубин близкими к размерам ступеней. Наиболее крупные структурно-денудационные депрессии выявлены в южном сегменте. Многочисленные депрессии, расположенные на небольшом удалении от бровки уступа, имеют характерную морфологию карстовых провалов. Подобные карстовые провалы возле клифа наблюдаются, например, на южном побережье Крымского п-ова, на юге о. Сицилия (Punta Sirica) и на юге Португалии в

районе г. Албуфейра. Такие формы рельефа могут формироваться только в породах подверженных карсту, в данном случае в мергелях. Не исключено, что многие провалы связаны с поверхностью уступа пещерами на уровне подножия клифа.

*Затопленный уступ*, выработанный в структурно-денудационной равнине, является границей между ней и морской аккумулятивной равниной. Морфология уступа свидетельствует о его абразионном происхождении, но отличается на северном и южном сегменте.

Абразионный генезис уступа северного сегмента подтверждается наличием форм его расчленения эрозионно-денудационного облика характерных для современных абразионных берегов Самбийского полуострова со схожими параметрами и образованных сочетаниями эрозионных и склоновых процессов [3]. Примером такой формы является овраг, поперечный профиль которого в верхней части V-образный, что свидетельствует о некогда активном его врезании. В нижней части оврага его днище расширяется до нескольких метров и совпадает с подножием уступа, что свидетельствует о его врезании, когда уровень моря находился у основания уступа. Наличие оврага, врезанного в крутой уступ, подтверждает абразионное происхождение этого клифа. У подножия клифов отмечены формы накопления пролювия, коллювия, делюпия.

Контуры клифа южного сегмента изрезаны сильнее, чем в северном. Здесь активно проявился процесс карста, результатом которого стало формирование берегов карстово-абразионного типа. Для такого типа берегов характерно значительное количество бухт, в том числе закрытого типа, с узкими проливами. В вершинах некоторых бухт формы замыкания изобат подобны рисунку эрозионных форм. Вероятно, в этих зонах происходила разгрузка грунтовых вод с формированием гротов и пещер. Типичным элементом абразионного берега являются кекуры, которые в достаточном количестве представлены на участке съемки. Современные подобные берега карстово-абразионного типа развиты на юге Португалии, на юге о. Сицилия и др. На участке нашей съемки наиболее удаленные от клифа кекуры находятся на расстоянии 120 м. При темпах абразии оцененных в [4], на такое расстояние клиф отступал примерно за 1200 лет.

Различия в морфологии и глубине подошвы и бровки уступов в северном и южном сегменте свидетельствуют о разном возрасте их формирования, хотя ранее он считался единым анциловым клифом [1]. Реконструировано 6 основных этапов в формировании рельефа подводного берегового склона, связанных с различными стадиями Балтийского моря. Северная часть уступа является полигенетической, образованной тектоническими и последующими абразионными процессами на стадии Балтийского ледникового озера. Западная часть с подошвой на глубине 26–27 м образовалась в основном на стадии Анцилового озера под воздействием волновой эрозии. На подводном береговом склоне на глубинах 0–26 м при

медленном подъеме уровня моря под воздействием избирательной эрозии на поверхности моноклиально залегающих палеогеновых отложений выработалась трансгрессивная поверхность размыва в виде куэстового рельефа. По глубине расположения древних береговых уступов и террас для юго-восточной части Балтийского моря уточнены положения и скорости изменения относительных уровней бассейна на различных стадиях.

В 2021 г. планируется продолжить многолучевую эхолотную съемку, чтобы дополнить имеющуюся ЦМР для выявления границ распространения клифов, уточнения и выявления новых форм рельефа дна в целях реконструкции палеогеографических условий в Балтийском море.

Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема №0128-2021-0012), экспедиционные исследования – частично при поддержке проекта РФФИ № 18-05-80087.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Blazhchishin A.I. Littoral area in the Baltic Sea off the Sambian Peninsula // *Geology of the Gdansk Basin*. 2002. P. 374–379.
2. Gudelis V., Königsson L.K. *The Quaternary History of the Baltic*. University of Uppsala, 1979.
3. Жиндарев Л.А., Рябкова О.И., Сивков В.В. Геология и геоморфология морских берегов // *Нефть и окружающая среда Калининградской области*. Калининград: Янтарный сказ, 2008. С. 19–37.
4. Орвику К. *Морские берега Эстонии*. Институт Геологии АН ЭССР. Таллин: Изд-во АН ЭССР. 1974. 112 с.

New geomorphological features of the meso- and micro-relief of the sea bottom in the area of Taran Cape were identified and a detailed geomorphological map was constructed on the basis of new geological and geophysical data obtained in 2020 during cruise 47 of the R/V *Akademik Nikolay Strakhov*. The positions and rates of change in the relative sea levels for the southeastern part of the Baltic Sea at various stages were refined based on the depth of the location of ancient coastal scarps and terraces.

**Дунаев Н.Н., Кузнецов М.А.**

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

**Особенности современной тектонической структуры  
композитного вулкана Десепшен (Антарктика)**

**Dunaev N.N., Kuznetsov M.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Specificity of the modern tectonic structure of Deception Island  
(Antarctica)**

Ключевые слова: тектоника, структура, вулканизм, разломы.

По результатам структурно–геоморфологического анализа картографического материала и космических снимков Landsat вулканического острова Десепшен рассмотрены основные элементы его современной тектонической структуры. Декларируется, что в настоящее время Десепшен характеризуется блоковой тектоникой, созданной разломами локального масштаба СЗ и СВ простирания при доминировании последних.

*“...благодаря трудностям дальних исследований,  
улучшается знание ближних местностей”*

***В.И. Вернадский, 22.11.1921***

В настоящее время научные исследования в Антарктике проводятся многими странами. В их числе Россия по ряду позиций занимает лидирующее место. Одним из районов Антарктики, привлекающих повышенное внимание исследователей многих научных направлений, в особенности геологических и биологических, является вулканический остров Десепшен, имеющий большое природное, научное, историческое, просветительское и эстетическое значение.

Цель данной работы заключается в изучении новейшей тектонической структуры о. Десепшен и ее соотношения с проявлениями вулканизма.

Расположение и краткие сведения об о. Десепшен. Остров Десепшен расположен на юго-западной окраине архипелага Южные Шетландские острова, которые являются надводной частью либо соответствующей им тектонической микроплиты, либо континентального Южно-Шетландского макроблока. Он имеет форму асимметричного разорванного кольца с кальдерой в середине, в которой образовалась бухта Форт Постер (рис. 1).



Рис. 1. Местоположение и космический снимок о. Десеппен.

Территория его субаэральной части составляет примерно  $113 \text{ км}^2$ , а ее рельеф представлен низким холмогорьем с максимальной отметкой 539 м над уровнем моря. На высотах более 200 м развит перманентный снежный и снежно-ледниковый покров мощностью до нескольких десятков, а местами до 100 м. Первым посетителем острова был морской охотник за тюленями 21-летний капитан промыслового судна – шлюпа “Него” (“Герой”) Н.Б. Палмер (1799–1887) в ноябре 1820 г., давший ему название Десеппен (Обман) из-за его обманчивого внешнего вида не как обычного острова, а кольцеобразного, с вырезанным фрагментом, сооруженного вокруг бухты.

Десеппен – действующий вулкан 1.4–1.5-километровой высоты от морского дна. Одни исследователи считают его стратовулканом, другие щитовым, третьи композитным, принимая, что его большая нижняя часть соответствует щитовому типу, а верхняя стратовулкану. Диаметр его подводного основания по разным оценкам составляет 25–30 км, а надводного в разных сечениях 13–15 км. Формирующая Десеппен магматическая деятельность началась с ряда подводных извержений, сопровождаемых формированием подушечных лав основного состава, на которых субаэральные извержения создали стратовулкан стромболианского типа. Фрагменты его пирокластики характеризуются базальтовым и андезито–базальтовым составом [1]. Предполагается [2], что очаг вулкана состоит либо из большой, но неглубокой активной магматической камеры, либо из нескольких неглубоких ( $\leq 10 \text{ км}$ ) магматических камер и питается магмами, поднятыми непосредственно из мантии, либо из зоны накопления магмы, расположенной на границе кора–мантия на глубине 15–20 км (глубина границы Мохо под Десеппеном по геофизическим данным определяется от 15–18 до 20–24 км).

В голоцене в интервале 8300–3980 л. н., либо  $3980 \pm 125 \text{ л. н.}$ , произошло мощное извержение вулкана [3], сопровождаемое сильным взрывом и выбросом по разным оценкам от  $30 \pm 10$  до  $60\text{--}90 \text{ км}^3$  магматического материала. За извержением последовал коллапс его привершинной части и формирование кальдеры, процесс которого оценивается неоднозначно: предшествующий гравитационный коллапс магматической камеры, обрушение вулканической постройки по полигональной сети разломов или

по кольцевому разлому. Посткальдерная фаза развития вулкана включает и совсем недавние исторические извержения (1829–1970 г. г.) небольших объемов – от  $<0.1 \text{ км}^3$  до  $0.2 \text{ км}^3$  [4] и представлена, по меньшей мере, 70-ю небольшими эруптивными микрократерами, рассеянными внутри кальдеры преимущественно в 3-х километровой зоне по подножию ее субаэральных склонов. Вариант исходной надводной формы вулкана Десепшен предложен на рис. 2. Современное субаэральное сооружение составляет около 80% его прежнего объема.



Рис. 2. Палеорекострукция докальдерного о. Десепшен [5].

Материалы и методы. Исходным материалом для составления структурно-тектонической модели Десепшена послужили топографические и батиметрические карты разного масштаба, анализ которых дополнен результатами дешифрирования современных космоснимков среднего уровня пространственного разрешения семейства Landsat 8 (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), космоснимками высокого и сверхвысокого разрешения с интернет-ресурсов Google Earth (<https://earth.google.com/web/>) и Bing (<https://www.bing.com/maps>), литературными данными по геолого-геоморфологическому строению и геофизическим исследованиям острова.

Одним из методов определения неотектонической обстановки какого-либо района является структурно-геоморфологический. Он исходит из представления о том, что рельеф и экзодинамика земной поверхности отражают неотектонический этап развития земной коры и базируется на выявлении их тектономорфных свойств, набор индикаторов которых определяется регионально. Особое внимание уделялось выявлению линеаментов, представляющих разрывные нарушения. Их появление связано с разрешением напряженного состояния соответствующего участка земной коры в некотором линейно ориентированном пространстве. Структурно-геоморфологический метод разрабатывался разными авторами, но в данном исследовании в основном использованы методические приемы, предложенные Н.П. Костенко [6], успешно апробированные на практике. В цитируемой работе обоснованы геоморфологические и геологические признаки выделения на земной поверхности новейших объемно-площадных структурных форм разной конфигурации, а также линеаментов, часто соответствующих тектоническим разрывным нарушениям разного масштаба. Одним из признаков разломно-тектонической природы линеаментов является их системность (повторяемость простираций).

Рекомендованные методические подходы позволяют построить картографическую модель новейшей тектоники изучаемого района вне зависимости от приверженности авторов к какой-либо из существующих геодинамических концепций, т. е. представить структуру (тектоническую организацию) соответствующего участка Земли как форму залегания верхнекоровых геологических отложений: складчатую, блоковую и др.

Проявление вулканизма как финального следствия продвижения к поверхности Земли ее расплавленных масс, обусловлено тектоническими разломами земной коры, а не наоборот. Поэтому при изучении новейшей структуры острова главное внимание было уделено анализу его разломной тектоники, представляющей большой интерес и значение для выявления региональных особенностей их соотношения.

Результаты и выводы. В настоящее время Десеппен характеризуется блоковой тектонической структурой, созданной разломами локального (редко более 10 км) масштаба СЗ и СВ простирания с доминированием последних. Особенно отчетливо это проявляется в гребневой зоне кольцеобразного срединного поднятия острова. Выдержанные простирания разломов говорят в пользу того, что они заложены до вулканического извержения, а не являются следствием последнего. Наиболее глубоко залеганные разломы послужили основными каналами в процессе предкальдерного вулканического извержения и в значительной мере определили последующее формирование кальдеры обрушения. Последнее было неравномерным, что отразилось в разной высоте выделенных блоков, которая поддерживается донныне. Принимая, что глубина проникновения выявленных разломов сопоставима с их длиной [7], можно сделать вывод о близповерхностном (несколько километров) нахождении магматических очагов, питающих современные микрократеры острова.

Авторы выражают глубокую благодарность профессору университета Севильи Кристине Торресиас и доктору Аделине Гейер (Институт наук о Земле им. Жауме Альмера, г. Барселона).

Работа выполнена в соответствии с темой Госзадания № 0128-2021-0004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шнюков С.Е., Лазарева И.И., Хлонь Е.А., и др. Модель формирования вулканических и морских вулканогенно-осадочных образований острова Десеппен (Западная Антарктида): исходные данные для моделирования // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013. № 1. С. 44–65.
2. Geyer A., Alvarez-Valero A.M., Gisbert G., et al. Deciphering the evolution of Deception Island's magmatic system // Scientific Reports. 2019. V. 9 (1). № 373. P. 1–15.
3. Martí J., Geyer A., Aguirre-Diaz G. Origin and evolution of the Deception Island caldera (South Shetland Islands, Antarctica) // Bulletin of Volcanology. 2013. V. 75. P. 1–18. doi: 10.1007/s00445-013-0732-3.

4. Muniz M.C., Anjos R.M., Cardoso R.P. et al. Postcaldera evolution of Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica) over Holocene timescales // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2018. V. 501. P. 58–69.
5. Torrecillas C., Berrocoso M., Felpeto A. et al. Reconstructing Paleo-volcanic geometry using a Geodynamic Regression Model (GRM): Application to the Deception Island volcano (South Shetland Islands) // *Geomorphology*. 2013. V. 182. P. 79–88.
6. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 398 с.
7. Шерман С.И. Тектонофизические параметры разломов литосферы, избранные методы изучения и примеры использования // *Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной школы семинара*. М.: ИФЗ, 2009. С. 302–318.

Based on the results of structural – geomorphological analysis of the cartographic material and Landsat satellite images of the volcanic island of Deception, the main elements of its modern tectonic structure are considered. It is declared that currently Deception is characterized by block tectonics created by local-scale faults of the NW and SW strike with the dominance of the latter.

**Клюев М.С.<sup>1</sup>, Шрейдер А.А.<sup>1</sup>, Зверев А.С.<sup>2</sup>,  
Бреховских А.Л.<sup>1</sup>, Ракитин И.Я.<sup>1</sup>, Сажнева А.Э.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: mklyuev@mail.ru; <sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: sparker1@yandex.ru)

**О картографировании палеоструктур реки Ашамба в  
Голубой бухте вблизи г. Геленджик по данным  
непрерывного широкополосного сейсмоакустического  
профилирования и GPS позиционирования**

**Klyuev M.S.<sup>1</sup>, Schreider A.A.<sup>1</sup>, Zverev A.S.<sup>2</sup>,  
Brekhovskikh A.L.<sup>1</sup>, Rakitin I.Ya.<sup>1</sup>, Sazhneva A.E.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS)

**On mapping of paleostructures of the Ashamba River in Blue  
Bay near Gelendzhik based on broadband continuous  
seismoacoustic profiling and GPS positioning data**

Ключевые слова: геоморфология и структура морского дна, прибрежные палеоструктуры рек, сейсмоакустическое профилирование, спутниковая навигация

Описаны технология и аппаратура изучения прибрежных речных палеоструктур морского дна посредством широкополосного непрерывного сейсмоакустического профилирования и GPS позиционирования. Приведены результаты картографирования палеоструктур реки Ашамба в Голубой бухте вблизи г. Геленджик.

Одной из уникальных особенностей геоморфологии и структуры дна Голубой бухты вблизи г. Геленджик являются палеоструктуры реки Ашамба, впадающей в бухту. Эти структуры были обнаружены и исследованы в 2018–2021 гг. сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН совместно со специалистами Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН [1–2].

При этом использовалась технология широкополосного сейсмоакустического профилирования [3–5], суть которой заключается в вертикальном сейсмоакустическом зондировании дна прибрежной акватории по площади в широком диапазоне частот  $f$  (200кГц – 200Гц) с использованием различных диаграмм направленности  $\theta$  (узкой от 4° и широкой до 180°), при обеспечении высокоточной GPS навигации.

Широкий частотный диапазон используемых сейсмоакустических средств обусловлен тем, что палеоструктуры могут располагаться не только на поверхности дна, но и на глубине от единиц до десятков метров под его поверхностью, а глубина проникновения в дно зондирующего сигнала

зависит от частоты. Чем ниже частота, тем больше проникновение, но ниже пространственное разрешение и, соответственно, чем выше частота, тем меньше проникновение, но выше пространственное разрешение [3, 4].

Как показали наши исследования, для обнаружения и изучения донных палеоструктур в прибрежной зоне оказывается эффективным совместное использование следующей аппаратуры [1–5]:

- высокочастотный узколучевой эхолот ( $f$  порядка сотен килогерц,  $\theta$  порядка единиц градусов), в том числе и многолучевой;
- высокочастотный узколучевой профилограф ( $f$  порядка десятка килогерц,  $\theta$  порядка единиц градусов);
- среднечастотный сейсмоакустический профилограф с электромеханическим излучателем типа «бумер» ( $f$  порядка единиц килогерц,  $\theta$  порядка десятков градусов);
- низкочастотный сейсмоакустический профилограф с электроискровым излучателем типа «спаркер» ( $f$  порядка сотен герц,  $\theta$  порядка десятков градусов);
- аппаратура высокоточной GPS навигации.

Ключевым вопросом в обнаружении речных палеоструктур являются критерии и классификационные признаки их наличия, которые были определены авторами в результате многочисленных натурных исследований и глубокой аналитической проработки [3–5]:

1. Наличие «коробчатого» поперечного профиля на батиметрии морского дна и его плавное трансляционное повторение в пространстве.
2. Наличие «коробчатого» поперечного профиля, заполненного осадками, на сейсмоакустической структуре морского дна и его плавное трансляционное повторение в пространстве.
3. Если палеоруло приурочено к донному разлому, его поперечный профиль может искажаться вплоть до V-образного.
4. Наличие изрезанной и расчлененной или выровненной геоморфологии, не подвергавшейся воздействию водного потока, говорит об отсутствии палеорула.
5. Соответствие положения палеорула современным речным структурам суши – руслу, берегам, долине, каньону, дельте.
6. Возможное наличие палеопритоков и палеodelьт, распознаваемых согласно тем же критериям палеорула.
7. Наличие газовых факелов, во многих случаях сопутствующих палеорулу.

Под «коробчатым» профилем здесь понимается поперечный профиль в виде чаши с выраженными береговыми склонами и уплощенным дном. При этом степень уплощенности может варьироваться в широких пределах от плоской к U- и V-образной. Термин «коробчатый» в этом контексте был использован в работе [6] и вошел в широкое употребление. Отметим также, что береговые склоны палеорула могут либо возвышаться над осадочным

заполнением, либо быть полностью погребенными в осадочной толще, не давая никого проявления на батеметрии морского дна.

Таким образом, технология обнаружения речных палеоструктур морского дна заключается в использовании широкополосного сейсмоакустического зондирования дна с комбинированными диаграммами направленности, обеспечении высокоточной GPS навигации, а также применении критериев и классификационных признаков наличия палеоструктур.

Для практической реализации рассматриваемой технологии применялись комплекс гидроакустического профилирования донной поверхности и верхнего слоя осадков разработки ИО РАН (высокочастотный узколучевой эхолот  $f=200$  кГц,  $\theta=4^\circ$  и параметрический профилограф  $f=20$  кГц,  $\theta=4.5^\circ$ ) и сейсмоакустический комплекс «Геонтшельф» производства ООО «Спектр-геофизика» (ненаправленные излучатели типа «бумер»  $f=1-2$  кГц и «спаркер»  $f=300-800$  Гц).

Акватория Голубой бухты и прилегающие районы были отпрофилированы с использованием описанной выше технологии и аппаратуры в направлении запад-восток и север-юг с шагом между профилями около 50 и 30 метров соответственно. Работы осуществлялись с борта малых научно-исследовательских судов (МНИС) типа «Ашамба» (длина 15 м, ширина 4 м, осадка 1.5 м, водоизмещение 27 т.), «Профессор Лонгинов» (катер MaryFisher 625, длина 6.4 м, ширина 2.5 м) и «Кайман» (длина 3 м, ширина 1.6 м).

В результате исследований были выявлены и картографированы палеоструктуры реки Ашамба и сопутствующие им образования, которые нанесены на карту в плоских географических координатах, построенную с помощью компьютерной программы Global Mapper в универсальной поперечной проекции Меркатора UTM зона 37 ( $36^\circ\text{E}-42^\circ\text{E}$  северной геосферы, метры север/юг – метры запад/восток) в системе координат WGS84 (рисунок).

Здесь Б – береговая линия, П – причал, А – современное устье реки Ашамба, Гп – правый берег палеорула Ашамбы (сплошная линия – профилограф 20 кГц, штрих-пунктирная – «бумер» 1–2 кГц и «спаркер» 300–800 Гц), Гл – левый берег палеорула Ашамбы (сплошная линия – профилограф 20 кГц, штрих-пунктирная – «бумер» 1–2 кГц и «спаркер» 300–800 Гц), Р – современное устье ручья, р – правый берег палеопритока, л – левый берег палеопритока, звездочки – некоторые газовые факелы, N – направление на север. Отметим, что штрих-пунктирные линии (данные «бумера» и «спаркера») показывают положение участка палеорула, целиком погребенного в донных осадках, тогда как сплошные линии (данные профилографа) – возвышающегося над дном.

В заключении отметим, что рассматриваемый подход к решению задачи дистанционного обнаружению и изучению прибрежных речных

палеоструктур нуждаются в дальнейшем развитии и совершенствовании.

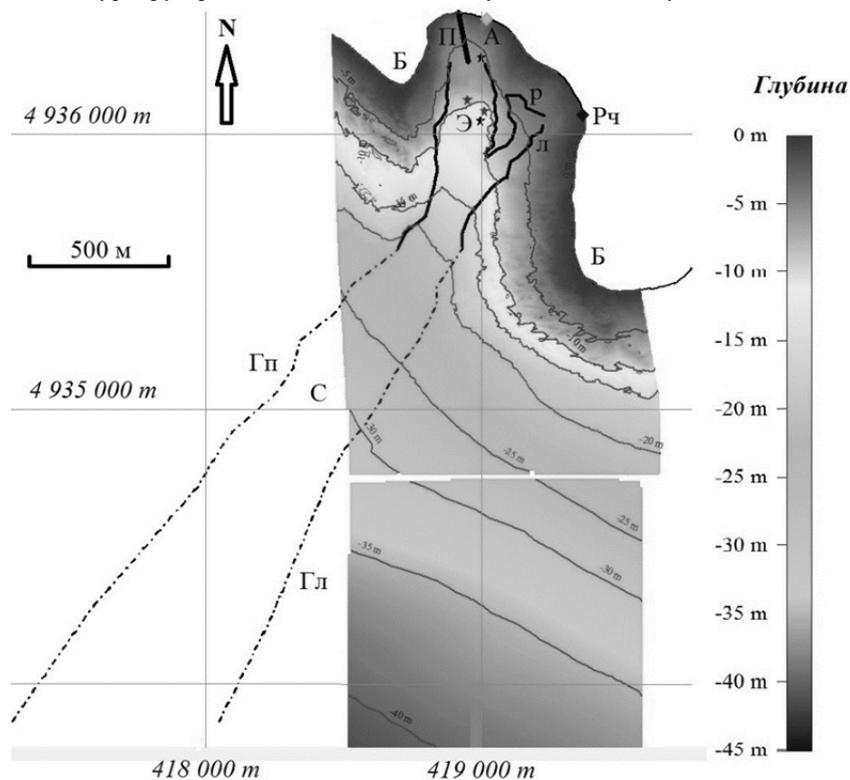


Рисунок. Палеоструктуры реки Ашамба в Голубой бухте вблизи г. Геленджик [3].

Выражаем огромную благодарность и признательность за большую помощь в проведении настоящей работы академику РАН Лобковскому Л.И., директору Южного отделения ИО РАН Куклеву С.Б., профессору д.г.н. Косьяну Р.Д., научному руководителю Черноморского экспериментального полигона д.ф.-м.н. Зацепину А.Г., зам. директора по научной работе Геологического направления ИО РАН Шевченко В.П., а также многим другим сотрудникам и коллегам.

Данная работа выполнена в рамках темы Государственного задания № 0128-2021-0004 Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН, а при ее подготовке использовались некоторые методики, разработанные в рамках гранта РФФИ № 20-05-00089 А.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ключев М.С., Шрейдер А.А., Бреховских А.Л., Зверев А.С. О палеорусле реки Ашамба в Голубой бухте по данным широкополосного сейсмоакустического профилирования // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 4. С. 127–140. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(4).5
2. Бреховских А.Л., Вольтер Е.Р., Гринберг О.В., Евсенко Е.И., Захаров Е.В., Зверев А.С., Ключев М.С., Косьян Р.Д., Куклев С.Б., Мазуркевич А.Н., Ольховский С.В., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э., Шрейдер А.А. О палеоструктурах реки Ашамба в геоморфологии дна Голубой бухты по данным параметрического профилографа со спутниковой навигацией // Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. V. М.: ИО РАН, 2019. С. 72–76.
3. Ключев М.С., Шрейдер А.А., Бреховских А.Л., Сажнева А.Э., Зверев А.С. О некоторых аспектах обнаружения и изучения речных палеоструктур прибрежной зоны морского дна посредством широкополосного сейсмоакустического профилирования и GPS позиционирования // Геофизика. 2021. № 3. С. 56–65.
4. Бреховских А.Л., Зверев А.С., Ключев М.С., Сажнева А.Э., Шрейдер А.А. О принципах сейсмоакустического изучения палеоструктур морского дна прибрежной зоны (на примере Голубой бухты) // Процессы в геосредах. 2020. № 3 (25). С. 755–763.
5. Бреховских А.Л., Вольтер Е.Р., Зверев А.С., Ключев М.С., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э., Шрейдер А.А. Об особенностях сейсмоакустических исследований палеоструктур морского дна в прибрежной зоне // Труды ГОИН. Исследования океанов и морей. 2020. Вып. 221. С. 236–255.
6. Гулин М.Б., Коваленко М.В. Палеорусл рек Черная и Бельбек на шельфе юго-западного Крыма – новый объект экологических исследований // Морской экологический журнал. 2010. Т. IX. № 1. С. 23–31.

The technology and equipment for studying coastal river paleostructures of the seabed by means of broadband continuous seismoacoustic profiling and GPS positioning are described. The results of mapping the paleostructures of the Ashamba River in Blue Bay near Gelendzhik are presented.

**Ковачев С.А.**

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

**Геометрия зоны Бенъофа до и после сильнейших землетрясений с эпицентрами в районах островных дуг и активных континентальных окраин**

**Kovachev S.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Geometry of the Benioff zone before and after the strongest earthquakes with epicenters in the regions of island arcs and active continental margins**

Ключевые слова: зона Бенъофа, сильнейшие землетрясения, Курилы, Суматра, Чили, Перу, Тохоку-Оку

Обнаружен ранее неизвестный эффект расширения зоны Бенъофа до сильнейших коровых землетрясений, происходящих во фронтальных частях островных дуг и активных континентальных окраин, и сужения ее после землетрясений.

Эпицентры сильнейших землетрясений на Земном шаре приурочены к островным дугам и активным континентальным окраинам, и связаны с процессом субдукции (погружением океанической литосферы под континентальную). Этот процесс трассируется так называемыми зонами Бенъофа, которые образуют наклонные сейсмофокальные слои, погружающиеся в мантию Земли до глубин порядка 700 км. Сильнейшие землетрясения происходят в районе мест изгиба погружающейся литосферы, в так называемых островодужных выступах (Суматринское землетрясение  $M=9.0$ , 2004 г.; Тохоку-Оку  $M=9.0$ , 2011 г. Япония, Фукусима; Чилийские землетрясения 2010 г.  $M=8.8$ ). О глубокофокусных предвестниках сильнейших коровых землетрясениях в зонах Бенъофа упоминает японский сейсмолог К. Моги («Предсказание землетрясений»).

В 2006 г. силами ИО РАН и ТОИ ДВЦ РАН в центральной части Курильской островной дуги (о. Симушир) был выполнен эксперимент по мониторингу землетрясений с использованием автономных донных сейсмографов [1]. В результате обработки полученных данных [2] был обнаружен ранее неизвестный эффект. За несколько лет до сильнейших коровых землетрясений, произошедших в районе о. Симушир в 2006 и 2007 гг. ( $M=8.6$ ,  $8.3$  соответственно) сейсмофокальный слой (зона Бенъофа) имел толщину 100–150 км, а после землетрясений его мощность сократилась до 30–50 км [3] (рис. 1). Использование донных сейсмографов позволяет получить новую информацию о сейсмичности, тектонике и глубинном строении земной коры изучаемого района [4–7].

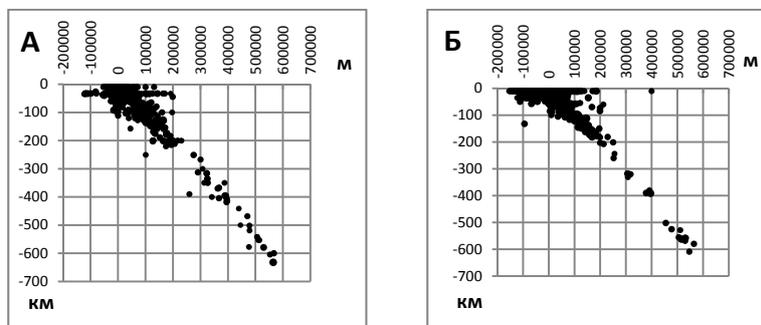


Рис. 1. А – зона Беньофа за 9-ти летний период до Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг., Б – зона Беньофа за 9-ти летний период после Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг.

Были проведены аналогичные исследования для Великого японского землетрясения Тохоку-Оку (2011 г.), волны цунами от которого нанесли значительные повреждения конструкциям АЭС Фукусима. Были построены вертикальные глубинные разрезы с проекциями очагов землетрясений на вертикальную плоскость вкост Японского желоба, пересекающие очаговую зону. Использовались данные о мантийных (с глубиной очага свыше 100 км) землетрясениях из каталога Метеорологического агентства Японии за период наблюдений с февраля 2007 г. по февраль 2015 г. [<https://www.jma.go.jp/jma/en/menu.html>], произошедших в радиусе 1000 км от центра эпицентральной зоны землетрясения Тохоку. На рис. 2А показаны проекции очагов землетрясений в полосе  $\pm 225$  км от оси вертикальной плоскости, произошедших за четырех летний период наблюдений до землетрясения Тохоку, а на рис. 2Б – очаги землетрясений произошедших в той же полосе за период 4 года после землетрясения. Как и в случае с Симуширскими землетрясениями, зона Беньофа после сильнейшего землетрясения сужается.

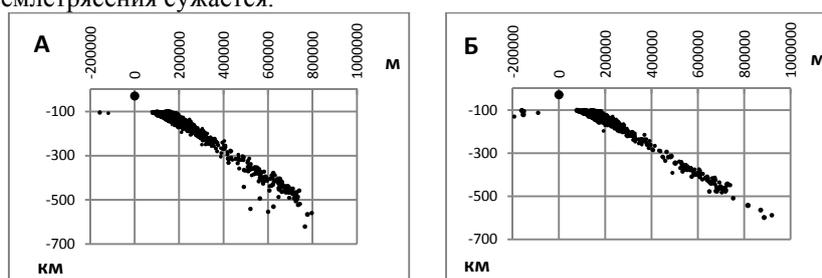


Рис. 2. Проекция очагов землетрясений: А – произошедших за период 4 года до землетрясения Тохоку, Б – произошедших за период 4 года после землетрясения.

Аналогичные построения были сделаны для сильнейшего Суматринского землетрясения 2004 г. ( $M=9$ ), вызвавшего разрушительное цунами в Индийском океане. Были использованы данные из каталога Геологической службы США [<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>] за период наблюдений с февраля 2000 г. по февраль 2008 г. Выбирались землетрясения, произошедшие на расстоянии 800 км от очага основного толчка и попавшие в полосу  $\pm 250$  км от оси вертикальной плоскости, секущей Андаман-Суматринскую островную дугу.

Полученные разрезы представлены на рис. 3 А, Б. Из рисунков видно, что зона Беньофа также меняется (сужается) после основного толчка.

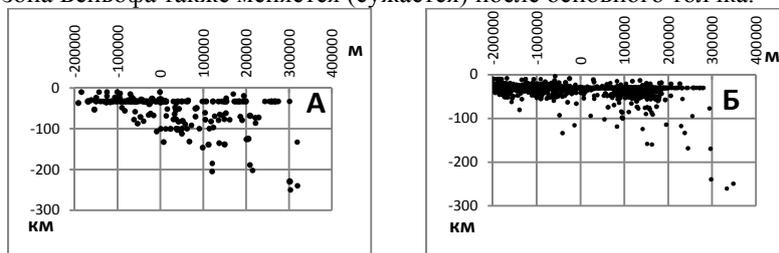


Рис. 3. Разрезы с проекциями очагов землетрясений на вертикальную плоскость, построенную ортогонально Андаман-Суматринской островной дуге, А – за 4-х летний период наблюдений до землетрясения 2004 г., Б – за четырехлетний период наблюдений после землетрясения.

Аналогичный эффект наблюдается для землетрясения, произошедшего 11 апреля 2012 г. в районе Северной Суматры с магнитудой  $M=8.2$ . Геометрия зоны Беньофа за 3 года наблюдений до землетрясения не очевидна, а после землетрясения за тот же период наблюдений она приобретает хорошо выраженную линейную форму (рис. 4 А, Б).

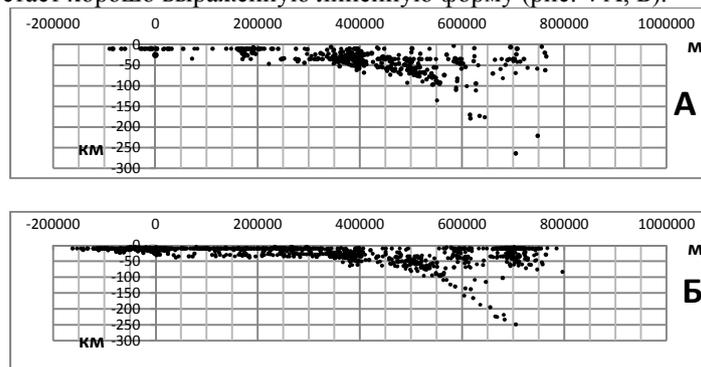


Рис. 4. Геометрия зоны Беньофа в районе Северной Суматры: А – до землетрясения, произошедшего 11 апреля 2012 г., Б – после землетрясения.

Разрезы, построенные перпендикулярно Перуанско-Чилийскому (Атакамскому) желобу до и после двух землетрясений, произошедших 27 февраля 2010 г. с магнитудами  $M=8.8$ , за период наблюдений с марта 2006 г. по март 2014 г., представлены на рис. 5 А, Б.

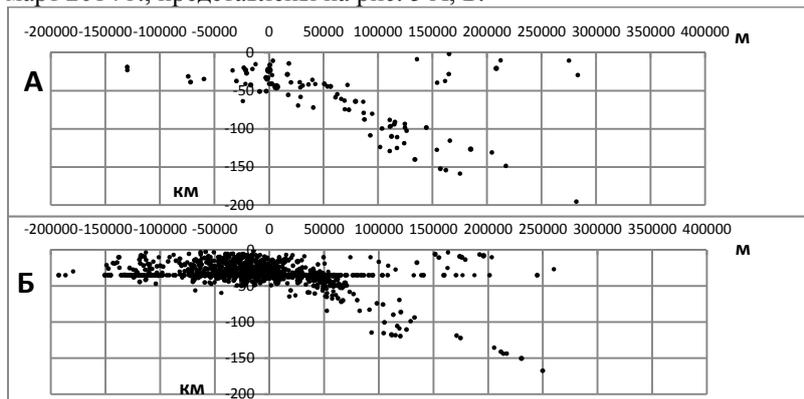


Рис. 5. Геометрия зоны Бенъофа до (А) и после (Б) Чилийских землетрясений 27 февраля 2010 г. с магнитудами  $M=8.8$ .

Из рисунков видно, что после сильнейших землетрясений 2010 г. в районе Чилийского желоба зона Бенъофа на глубинах свыше 120 км становится практически линейной.

Для Перуанского желоба гипоцентральные разрезы показаны на рис. 6А, Б. Разрезы построены для сильнейшего корового землетрясения, произошедшего на западе Перу 18 августа 2007 г. ( $M=8.0$ ). На рис. 6А представлены данные за 4-х летний период наблюдений до землетрясения, а на рис. 6Б за период 4 года после землетрясения. Из рисунков видно, что за четыре года до землетрясения зона Бенъофа на глубинах от 500 до 650 км имела рассеянную форму, а после землетрясения она стала практически линейной на тех же глубинах.

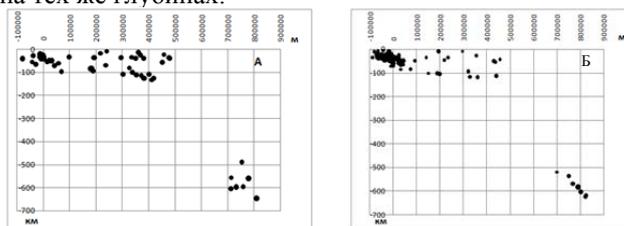


Рис. 6. Геометрия зоны Бенъофа до (А) и после (Б) Перуанского землетрясения, произошедшего 15 августа 2007 г. с магнитудой  $M=8.0$ .

Можно высказать предположение, объясняющее обнаруженный эффект.

Перед сильнейшими мелкофокусными землетрясениям с очагами во фронтальных частях островных дуг или активных континентальных окраин субдуцирующие плиты испытывают максимальное давление со стороны литосферного выступа [8], которые деформируют их по всей длине до глубин порядка 600–700 км. После землетрясения давление снимается и плиты выпрямляются. Возможны и другие объяснения.

Работа выполнена по Государственному заданию № 0128-2021-0004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Морские сейсмологические наблюдения в районе Центральных Курил перед катастрофическими землетрясениями в ноябре 2006 г. ( $M=8.3$ ) и январе 2007 г. ( $M=8.1$ ) // Физика Земли. 2009. № 9. С. 48–65.
2. Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А., Крылов А.А. Особенности сейсмичности района Центральных Курил до катастрофической землетрясений  $M = 8.3$  (15.11.2006 г.),  $M = 8.1$  (13.01.2007 г.) и после них // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464. № 6. С. 735–739.
3. Ковачев С.А. Вариации параметров зоны Беньофа до и после сильнейших землетрясений с эпицентрами в районах островных дуг и активных континентальных окраин // Естественные и технические науки. 2017. № 11 (113). С. 55–58.
4. Ковачев С.А., Казьмин В.Г., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Новые данные по сейсмичности Среднего Каспия и их возможная тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2006. № 5. С. 50–60.
5. 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.
6. Ковачев С.А. Микросейсмичность Среднего Каспия по результатам донных сейсмологических наблюдений // В сборнике: Труды Каспийского филиала ИО РАН. Астрахань, 2016. С. 9–37.
7. Гринько Б.Н., Ковачев С.А., Хортов А.В. Строение вала Шатского (Черное море) по результатам региональных сейсмических исследований МПВ // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2004. Т. 79. № 3. С. 3–7.
8. Трубицын В.П. Изгибные деформации плит в модели сильных субдукционных землетрясений // Физика Земли. 2012. № 2. С. 3–13.

An earlier unknown effect of expansion of the Benioff zone to the strongest crustal earthquakes occurring in the frontal parts of island arcs and active continental margins was discovered, and narrowing after earthquakes.

**Левченко Д.Г.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: levch35@mail.ru)

**Особенности пограничных придонных течений и их влияние на регистрацию сейсмических сигналов на дне  
Levchenko D.G.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Peculiarities of boundary bottom currents and their influence on the registration of seismic signals at the bottom**

Ключевые слова: пограничные придонные течения, плотностная и скоростная стратификация, вихри и турбулентность, сейсмоакустические помехи

Исследуются результаты измерений пограничных придонных течений в некоторых сейсмически активных районах при одновременной регистрации сейсмических сигналов и помех. Работы проводились в Средиземном море (район о. Крит), в Черном море (Кавказское побережье) и в Азоро-Гибралтарском районе Атлантического океана. Сравниваются с результатами похожих измерений в заливе Монтерей (Калифорния). Рассматриваются механизмы возбуждения такими течениями сейсмических и акустических полей.

Пограничный слой придонного течения по ряду оценок имеет толщину всего в несколько единиц метров, однако он играет решающую роль в процессах взаимодействия водной среды с дном. Этот слой обычно существенно стратифицирован по скорости (скорость уменьшается ко дну примерно по логарифмическому закону) и по плотности в связи с переносом крупных фракций взвесей. В этом слое формируется микрорельеф дна и отлагаются значительные загрязнения. На границе с дном существуют многочисленные сообщества морских организмов, чутко реагирующих на изменение внешних условий. На придонные течения существенно влияет рельеф дна, с крутых склонов сходят подводные лавины и мутьевые потоки, представляющие угрозу для подводных сооружений. Здесь формируются мелкие вихри и возникает турбулентность, являющиеся источниками сейсмоакустических полей [1–3].

К сожалению, изучение придонных течений сопряжено со значительными трудностями, связанными с длительными глубоководными натурными измерениями. Основными источниками информации в этом случае до сих пор остаются экстраполяция измерений по верхним горизонтам, теоретические модели абиссальной циркуляции, интерпретация геолого-геоморфологических данных в виде фотографий рельефа дна. Прямые измерения параметров придонных течений в сейсмически активных районах океанов и морей проводились в ряде случаев в связи с планами развертывания морской сейсмологической сети [4–6]. Однако их объем совершенно недостаточен для осуществления каких-либо обобщений и

выработки технических и методических рекомендаций.

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН подобные исследования в рамках сейсмологических программ проводились, начиная с 1988 года. Кроме измерения параметров придонных течений одновременно регистрировались сейсмические сигналы и помехи. Ниже рассмотрены работы в Средиземном море (район о. Крит), в Черном море (Кавказское побережье) и в Азоро-Гибралтарском регионе Атлантического океана. Проводится сравнение с похожими исследованиями, выполненными группой ученых США в заливе Монтерей (Калифорния) [3, 4, 7].

В результате были выявлены основные механизмы возбуждения помех при взаимодействии придонных течений с неровностями дна и с элементами конструкций донных сейсмографов. Эти механизмы имеют двойной характер: механическое воздействие на датчики сейсмографа нестационарным потоком и возбуждение сейсмических и акустических полей в водной среде и дне вихревым и турбулентным течением. Совместно с ОКБ ОТ РАН были разработаны конструктивные методы, позволившие существенно снизить уровень подобных помех. Однако ключевым вопросом остается поиск мест постановки донных сейсмографов с минимальным уровнем течений в придонном пограничном слое [8].

В экспериментах ИО РАН для измерения параметров течений использовались приборы «Поток» роторного типа разработки ОКБ ОТ РАН с разрешением по скорости – около 0.01 м/с, по направлению – 5° и по температуре – 0.02°. Для регистрации сейсмических сигналов и помех в Средиземном море использовались аналоговые сейсмографы и самовсплывающие носители аппаратуры поплавкового типа АДС-М разработки ИО РАН. В эксперименте в Черном море использовались цифровые сейсмографы и буйковые носители аппаратуры ЦАДС-Б разработки ИО РАН [8, 9].

В Средиземном море использовались три донные станции (обозначены А, В и С), которые были установлены на склонах подводных гор на глубинах 1780, 1530 и 1745 метров и с координатами 34°57' с.ш., 26°21' з.д.; 34°55' с.ш., 26°38' з.д.; 35°10' с.ш., 26°42' з.д. соответственно. Расстояние между станциями А-С и В-С было около 25 км и А-В – около 35 км. Результаты измерения течений приведены в табл. 1.

Таблица 1

№ Станции	Время измерений	Скорость течений	Направление течений	Температура
АДС-А	177 ч	4–12 м/с	180°	13.7°–14°
АДС-В	177 ч	0–4.5 м/с	135°	13.75°
АДС-С	140 ч	0	–	13.35°

Течения вызывали интенсивные помехи (до 35 дБ) в сейсмографе

станции В, полностью перекрывая чувствительные каналы. Частоты помех составляли около 1,3, 3 и 6 Гц и представляли собой квазигармонические сигналы. На остальных станциях сейсмические помехи не наблюдались, а на станции С не было заметных течений.

На глубоководном полигоне в Атлантическом океане были установлены три донные станции в линию субмеридионального направления на глубинах АДС-1 – 3850 м, АДС-2 – 4270 м и АДС-3 – 5100 м, с координатами 37°50' с.ш., 18°32' з.д.; 37°23' с.ш., 18°18' з.д. и 37°06' с.ш., 18°12' з.д. соответственно. Расстояние между первыми двумя станциями было около 52 км, между остальными – около 31 км. Результаты измерения течений представлены в табл. 2.

Таблица 2.

№ Станции	Время измерений	Скорость течений сред / макс	Направление течений	Температура
АДС-1	296 ч	2.6 м/с / 15 м/с	45–320°	2.52–2.60°
АДС-2	308 ч	2.0 м/с / 6.4 м/с	180–260°	2.43–2.48°
АДС-3	318 ч	0	–	2.39–2.40°

В 2002 г. Сейсмологической лабораторией г. Беркли и Исследовательским институтом Аквариума залива Монтерей (Калифорния) был начат эксперимент по долговременной регистрации сейсмических сигналов на дне этого залива. В каньоне Монтерей на глубине 1000 м была установлена донная обсерватория (Monterey Ocean Broad Band – МОВВ) в составе широкополосного цифрового сейсмографа, измерителя течений и измерителя давления. Предусматривалась смена блока памяти регистратора и блока питания каждые 3 месяцев с помощью подводного робота. Блок сейсмографа был погружен на небольшую глубину в ил, а блоки регистратора и питания расположены в специальной стойке на дне на расстоянии 11 м от блока сейсмографа [7]. Следует отметить, что в этом регионе наблюдаются сильные приливные течения и вблизи проходит Северо-Калифорнийское течение. В связи с этим в месте постановки обсерватории наблюдались сильные течения, параметры которых представлены в табл. 3.

Таблица 3.

Направление течений:		240°	60°	150°
Скорость (м/с)	<i>Максимальная</i>	0.35	0.20	0.27
	<i>Преобладающая</i>	0.15	0.10	0.18
	<i>Минимальная</i>	0.05	0.02	0.02

В результате регистрировались сильные сейсмические помехи в широком частотном диапазоне от 0.007 до 7 Гц. Поскольку блок

сейсмографа в данном эксперименте был погружен в дно, завихрения и генерация помех могли происходить вокруг расположенной вблизи на дне стойки со сменными блоками. Сейсмические и акустические помехи распространяются в водной среде и донном массиве так же, как и сигналы землетрясений.

При экспериментах ИО РАН в Кавказском секторе Черного моря в 1999–2001 гг. с использованием цифровых донных сейсмографов наряду с регистрацией большого числа местных и удаленных землетрясений были записаны необычные сигналы, предположительно от местных подводных оползней. Сигналы отличались значительной длительностью (80–250 с), небольшой энергией с неустойчивой амплитудой (классы 2–12) и малым радиусом распространения (регистрировались только на один из донных сейсмографов в группе) [9]. Следует отметить, что высокая сейсмичность в этом регионе провоцирует лавинный сход осадков с верхней части материкового склона. Об этом свидетельствуют оползневые массы, которые составляют 50–80% осадочных отложений у основания склона [10]. В связи с активным экономическим развитием этих прибрежных районов, развертыванием объектов курортной зоны, прокладкой морских газопроводов и линий связи, комплексное изучение седиментационной опасности приобретает важное практическое значение.

Рассматривая результаты приведенных экспериментов, можно прийти к предварительным выводам, что в принципе возможен успешный поиск на дне участков с малым уровнем придонных течений в пограничном слое. Необходимо, тем не менее, тщательный начальный анализ наличия источников таких течений с использованием упомянутых выше косвенных методов. Вместе с тем, для стационарной постановки донных сейсмографов необходимо проводить в месте их предполагаемого размещения длительные комплексные исследования как собственно течений, так и сейсмоакустических помех в широком частотном диапазоне, характерном для современных цифровых сейсмических приборов.

Работа выполнена в рамках госзадания ИОРАН (№0149-2014-0025).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безруков Ю.Ф., Тамайчук А.Н. Течения в Мировом океане. Симф.: Тавр. Универ., 2005. 60 с.
2. Самолубов Б.И. Придонные стратифицированные течения. М.: Научный мир, 1999. 463 с.
3. Контарь Е.А., Левченко Д.Г., Соловьев С.Л. Придонные течения в сейсмически активном районе Атлантического океана // ДАН. 1990. Т. 310. № 5. С. 1231–1235.
4. Контарь Е.А., Левченко Д.Г., Соловьев С.Л. Влияние придонных течений в сочетании с рельефом дна на шумовые условия в точке наблюдений // Вулк. Сейсмол. 1991. № 4. С. 97–103.

5. Duenneber F.K., Blackinton G., Sutton G.N. Current generated noise recorded on ocean bottom seismometers // *Mar. Geophys. Res.* 1981. V. 5. N 1. P. 109–115.
6. Kasahara J., Koresava S., Nagumo S. Experimental results of vortex generation around ocean – bottom seismograph due to bottom current // *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo.* 1980. V. 55. P. 169–182.
7. Romanowicz B., Stakes D., Dolenc D., Neuhauser D., Paul McGill P., Uhrhammer R., Ramirez T. The Monterey Bay broadband ocean bottom seismic observatory // *Annals Geoph.* 2006. V. 49. № 2/3. P. 607–623.
8. Левченко Д.Г. Особенности конструирования широкополосных донных сейсмографов // *Океанология.* 2001. Т. 41. № 4. С. 613–626.
9. Левченко Д.Г. Регистрация широкополосных сейсмических сигналов и возможных предвестников сильных морских землетрясений на морском дне. М.: Научный мир, 2005. 240 с.
10. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука. 1988. 300 с.

The results of boundary bottom currents measurements in some seismically active regions with simultaneous recording of seismic signals and noise are investigated. The works were carried out in the Mediterranean Sea (Crete region), in the Black Sea (Caucasian coast) and in the Azoro-Gibraltar region of the Atlantic Ocean. Our results are compared with similar measurements in Monterey Bay, California. The mechanisms of excitation of seismic and acoustic fields by such currents are considered.

**Либина Н.В.**

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

**Методы обработки цифровых моделей рельефа дна**

**Libina N.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Methods processing digital elevation models of the bottom**

Ключевые слова: цифровая модель рельефа дна, фильтрация, частота, геоморфометрия, геоинформационные системы

Методы пространственной математической обработки цифровых моделей рельефа (ЦМР) дна позволяют получать широкий ряд характеристик поверхности дна. В данной работе предлагается один из возможных вариантов классификации методов обработки ЦМР дна.

Методы пространственной обработки цифровой модели рельефа (ЦМР) позволяют получать широкий ряд характеристик поверхности дна. Результаты обработки ЦМР могут иметь как самостоятельное практическое применение и выступать в качестве параметров систематизации, типизации и районирования морского дна, так и выполнять промежуточные или подготовительные вычисления для последующих операций с преобразованным файлом, в зависимости от решаемой задачи.

Развитие геоинформационных систем (ГИС) содержащих модули для пространственного анализа, в том числе геоморфометрических характеристик рельефа создало условие для применения цифрового морфометрического анализа рельефа, что нашло широкое применение при исследовании наземных ландшафтов и пока не столь активно, но все больше применяется для анализа подводного рельефа [1–3 и др.].

Для возможности обработки ЦМР должна быть сформирована в виде сеточного файла, с равным шагом дискретизации по обеим осям. В частности таким типом являются файлы GRID-формата с  $\Delta X = \Delta Y$ .

Рельеф может рассматриваться как сумма поверхностей различной формы и масштаба. Этот подход лежит в основе многих методов обработки ЦМР. Помимо этого, GRID-файл ЦМР можно рассматривать, как аналог монохромного полутонового изображения, где значению оттенка пикселя изображения соответствует глубина. Такой подход позволяет применить методы цифровой обработки (в частности методы фильтрации) монохромного изображения к ЦМР, которые быстро развиваются и располагают широким диапазоном методических возможностей. Некоторые из них, а также методы обработки геофизических полей могут быть применены к обработке ЦМР.

Один из возможных вариантов классификации методов обработки ЦМР дна предлагается в данной работе и приведен на рисунке. Выделены три

класса преобразования данных по виду решаемых задач: фильтрация, морфометрический анализ, классификация. Необходимо отметить, что это не единственно возможный вариант систематизации методов обработки рельефа, поскольку они могут иметь принципиально различную математическую основу и применяться для решения широкого круга задач.

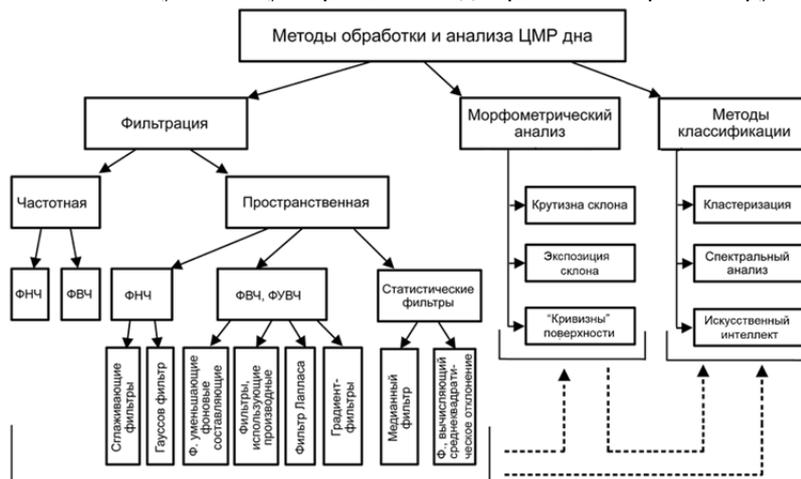


Рисунок. Вариант классификации методов обработки и анализа ЦМР дна.

Фильтрация ЦМР может быть *пространственной или частотной*. К пространственной фильтрации, относятся преобразования, основанные на операции свертки, использующие локальные данные из окрестности точки (узла сетки). К частотной фильтрации, относятся фильтры, основанные на преобразовании Фурье и использующие информацию обо всех элементах пространственной сетки.

Свертка выполняет анализ информации в пределах скользящего по изображению окна, представляющего собой матрицу, размером  $(n \times n)$  узлов (ядро свертки). Операцию применяют к узлу, находящемуся в центре окна. Его значение пересчитывается с использованием заданной функции от значений окружающих ближайших соседей. Затем окно сдвигается на один узел вдоль строки изображения до достижения ее конца, после чего смещают окно на одну строку [4, 5].

*Фильтры низких частот (ФНЧ), Гауссов фильтр* - сглаживают локальные отклонения рельефа, удаляют мелкие детали, высокочастотный шум, высокочастотных составляющие отличные от шума (генерализация ЦМР). ФНЧ могут применяться для выделения региональных, мезомасштабных форм рельефа дна. Чем больше размер окна, тем больше уровень сглаживания.

*Фильтры высоких частот (ФВЧ)* удаляют низкочастотные

составляющие, вычитают региональный фон, уменьшают фоновые составляющие и подчеркивают локальные детали, удаляют медленно меняющиеся значения и подчеркивают высокочастотные локальные изменения, выделяют области резких переходов на фоне постепенных изменений. ФВЧ и фильтры усиления высоких частот (ФУВЧ) могут применяться для повышения контрастности, выделения и усиления краев.

*Фильтры на основе первых производных* улучшают изображение. Для выделения на изображении элементов, имеющих определенное направление, используют направленные фильтры. Они также относятся к фильтрам усиления высоких частот.

*Градиент фильтры* используют первые производные, применяются для выделения контуров границ и линейных объектов, которые могут соответствовать линиям разломов или разного рода структурным элементам. Алгоритмы выделения границ рассматривают изменения значений (глубины), как некоторую непрерывную функцию и используют операции с производными 1-го и 2-го порядка.

На вычислении второй производной основан *фильтр Лапласа (лапласиан)*. Такой фильтр, по сравнению с фильтром, основанным на вычислении первой производной, осуществляет более резкое подчеркивание мелких деталей на изображении [4, 5].

*Статистические фильтры* относятся к нелинейным пространственным фильтрам, основанным на порядковых статистиках. В этих фильтрах матрица фильтра не создается. Отклик таких фильтров формируется в результате упорядочения значений в пределах маски фильтра с выбором элемента, находящегося на определенной позиции сформированной последовательности.

Для обработки рельефа наибольший интерес представляют *медианный фильтр* (для подавления случайных шумов) и фильтр, вычисляющий *среднеквадратическое отклонение (СКО)*, характеризующий степень рассеяния глубин относительно их средних значений и являющийся показателем расчлененности рельефа.

Фильтрация ЦМР, как двумерного массива может осуществляться в частотной области путем его разделения на множество различных пространственно-частотных компонент. Такие фильтры используют *дискретное преобразование Фурье*.

Длиннопериодные функции отображают низкочастотные компоненты, которым соответствуют региональные, мезомасштабные структуры. Короткопериодные функции отображают высокочастотные компоненты соответствующие локальным формам и более мелким деталям рельефа.

Морфометрический анализ (геоморфометрические методы) позволяет анализировать помимо рельефа (двумерное распределение значения глубины в виде растрового изображения) сочетание “рельеф + гравитационное поле”.

В наземной геоморфометрии используется около двадцати числовых характеристик рельефа, определяемых в каждой точке карты и называемых морфометрическими величинами. Морская морфометрия опирается на опыт наземных исследований, но диапазон практического применения морфометрических методов в морских условиях значительно уже, поскольку не все наземные методы могут быть применены [1], или являются актуальными. Основные морфометрические параметры рельефа дна – уклон (крутизна), экспозиция склона, «кривизны» поверхности, расчлененность рельефа.

*Крутизна склона* (уклон поверхности) – угол наклона в точке пересечения между горизонтальной плоскостью и плоскостью касательной к земной поверхности характеризует скорость склоновых процессов, которые определяют перемещение вещества (грунтов, мутьевых потоков) по поверхности дна под действием силы тяжести.

Характеристики *кривизны поверхности* («кривизны») описывают выгнутые и вогнутые формы рельефа, гребневые и килевые формы. Чем больше значение кривизны, тем более выгнутой (выпуклой) является поверхность. Вогнутую поверхность характеризует отрицательное значение кривизны.

«Кривизны» поверхности характеризуют механизмы аккумуляции, которые зависят от способности потока сворачивать по мере движения по земной поверхности, скорости стока и процессов транспорта осадочного вещества.

Методы классификации. К таким можно отнести достаточно широкий диапазон методов позволяющих проводить разделение, систематизацию и классификацию данных по некоторому признаку. В большинстве случаев они используются после применения какого-то из методов фильтрации и работают со специально подготовленными данными.

*Кластерный анализ* в геологии и геоморфологии позволяет выделять устойчивые сочетания параметров, незаметных при визуальном анализе карт.

*Спектральные методы* используются для выделения низко- и высокочастотных компонент рельефа при изучении закономерностей его строения. Применительно к рельефу можно оценить преобладающие формы некоторого участка земной поверхности. Выделяемые периоды (размеры) могут быть связаны с соответствующими процессами образования рельефа.

*Искусственный интеллект* к настоящему времени является достаточно разветвленной наукой и продолжает развиваться. Одной из базовых задач искусственного интеллекта является задача распознавания, что находит все более широкое применение в обработке геофизических данных, в геологоразведке, в геоинформационных системах. Перспективно применение методов этой области и при анализе рельефа являющегося базовым слоем любых ГИС.

Источник финансирования работы: государственный заказ № 0128-2021-0005.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Lecours, V., Dolan, M.F.J., Micallef, A., Lucieer, V.L. A review of marine geomorphometry, the quantitative study of the seafloor // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2016. V. 20(8). P. 3207–3244.
2. Флоринский И.В. Морфометрические карты мира // *Геодезия и картография*. 2008. № 1. С. 24–27.
3. Сергеев И.С., Егоров И.В. Геоинформационный анализ в морских геоморфологических исследованиях (на примере беломорского шельфа) // *Известия РГО*. 2014. Т. 146. Вып. 5. С. 28–38.
4. Лурье И.К., Косиков А.Г. Теория и практика цифровой обработки изображений: Дистанционное зондирование и географические информационные системы / Под ред. А.М. Берлянта. М.: Научный мир, 2003. 168 с.
5. Шовенгердт Р.А. Дистанционное зондирование. Модели и методы обработки изображений. М.: Техносфера, 2010. 560 с.

Methods of spatial digital processing of models of the underwater bottom relief allow us to obtain a wide range of characteristics of the bottom surface. In this paper, we propose one of the possible options for classifying the methods of processing the bottom DEM.

**Лобковский Л.И.<sup>1,2</sup>, Габсатаров Ю.В.<sup>2,3</sup>**

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

lobkovsky@ocean.ru; <sup>2</sup>Московский физико-технический институт, г. Долгопрудный;

<sup>3</sup>Геофизическая служба РАН, г. Обнинск)

**Конвективная геодинамическая модель эволюции коры поднятия Альфа-Менделеева и котловины Подводников**

**Lobkovsky L.I.<sup>1,2</sup>, Gabsatarov Y.V.<sup>2,3</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny; <sup>3</sup>Geophysical survey RAS, Obninsk)

**Convective geodynamic model of the crust evolution of the Alpha-Mendelev rise and Podvodnikov basin**

Ключевые слова: Арктика, поднятие Альфа-Менделеева, котловина Подводников, конвекция, магматизм, растяжение коры, коровая эрозия, погружение литосферы

Предлагается конвективная модель эволюции коры котловины Подводников и поднятия Альфа-Менделеева в Американо-Арктическом бассейне Арктики в меловой период. Модель позволяет объяснить значительное утонение коры котловины Подводников без заметного ее растяжения по сравнению с корой поднятия Альфа-Менделеева. Это утонение происходит вследствие эрозии нижнего пластичного слоя коры под действием течений верхнемантийного плюма.

Одним из дискуссионных вопросов эволюции Американо-Арктического бассейна Арктики является происхождение земной коры поднятия Альфа-Менделеева и прилегающей к нему котловины Подводников. Большинство арктических геологов и геофизиков относят кору этих структур к континентальному типу. Однако убедительного геодинамического объяснения наблюдаемых различий в строении и эволюции указанных тектонических структур, к которым, в частности, относятся различия в мощности коры, магматических проявлениях, вертикальных движениях и т.д., до последнего времени представлено не было. С этим обстоятельством связаны часто высказываемые прямо противоположные мнения об амплитуде растяжения коры котловины Подводников и других тектонических структур Американо-Арктического бассейна. Так, например, существует точка зрения (А.М. Никишин, МГУ) об очень большом растяжении континентальной коры котловины Подводников (порядка 100%), которое необходимо принять, чтобы объяснить ее пониженную мощность (около 20 км). Альтернативная точка зрения, основанная на данных сейсмического зондирования коры котловины Подводников (В.А. Поселов, ВНИИОкеангеология), наоборот, заключается в признании ее незначительного растяжения (порядка 10%).

Ниже описывается физический подход, устраняющий данное противоречие, который основан на предлагаемой нами конвективной модели эволюции коры, которая является частью разработанный в

последние годы общей геодинамической модели эволюции Арктики в период от поздней юры до современности [1–4]. Согласно этой модели, эволюция Арктического региона вместе с примыкающей к нему Восточной Азией, определяется развитием верхнемантийной циркуляции под литосферой этих регионов, сопряженной с зоной субдукции Тихоокеанской литосферы. В недавних работах [5, 6] было показано, что наряду с горизонтально вытянутой конвективной ячейкой, определяющей общую направленность эволюции литосферы Арктики, в первую очередь, ее смещение в сторону Тихоокеанской зоны субдукции, в верхней мантии могут возникать изометричные конвективные ячейки, которые можно трактовать как верхнемантийные плюмы. Эти наложенные на горизонтальные течения плюмы приводят к образованию крупных магматических провинций, возникновению значительных вертикальных движений коры, изменению ее мощности и т.д.

Рассмотрим идеализированную схему верхнемантийного плюма, представляющего собой восходящий поток конвективной ячейки, расположенный под формирующейся структурой поднятия Альфа-Менделеева (рисунок). С подобного рода плюмами большинство исследователей связывает образование крупных магматических провинций, в данном случае, возникновение так называемого события HALIP в Амеразийском бассейне Арктики в мелу. Поднимающееся вещество мантии приносит дополнительное тепло к подошве литосферы, смещая ее вверх, как фазовую границу, ниже которой находится вещество астеносферы в частично расплавленном состоянии. Поскольку верхняя мантия под литосферой Арктики, согласно общей геодинамической модели [1–4], испытывает циркуляцию, сопряженную с субдукцией Тихоокеанской литосферы, то ее вещество с течением времени постепенно насыщается компонентами водосодержащей океанической коры, которые проникают в мантию вместе с погружающейся литосферой. Как известно, даже небольшое количество воды приводит к резкому падению температуры солидуса литосферы, снижая ее на величину порядка 200°C. Отсюда следует, что фазовая граница «литосфера–астеносфера» в центральной части плюма, вследствие пониженной температуры солидуса литосферы, может достигнуть подошвы коры, приведя к полному исчезновению подкоровой литосферы (рис. 1). В этом случае в конвективной геодинамической системе возникают два дополнительных процесса: во-первых, интенсивное плавление вещества астеносферы из-за эффекта декомпрессии при его подъеме к границе коры, сопровождаемое вертикальной фильтрацией магмы, ее интрузивным проникновением в кору и экструзивным излиянием на поверхность; во-вторых, механическая эрозия коры снизу на ее подошве вследствие сцепления вещества коры с горизонтально растекающимся веществом астеносферы. Эрозия нижней коры, очевидно, будет приводить к уменьшению ее мощности фактически

без заметного растяжения верхнего хрупкого слоя коры. Такой эрозионный механизм значительного утонения нижней коры без заметного растяжения верхнего слоя коры позволяет объяснить наблюдаемые закономерности строения коры котловины Подводников, а именно: ее относительно пониженную мощность (~20 км) и отсутствие следов заметного приповерхностного растяжения. Что касается области коры, расположенной над осевой зоной восходящего астеносферного течения, то общая мощность коры здесь не будет уменьшаться. Это связано с тем, что, во-первых, здесь происходит наиболее интенсивное наращивание коры вследствие внедрения в нее большого количества базальтового расплава, и, во-вторых, в приосевой зоне механизм горизонтальной эрозии нижнего слоя коры практически не работает из-за близких к нулю скоростей горизонтального растекания астеносферы (рисунок). Поэтому мы наблюдаем значительно большую мощность коры под поднятием Альфа-Менделеева (~30–35 км) по сравнению с корой котловины Подводников (~20 км).

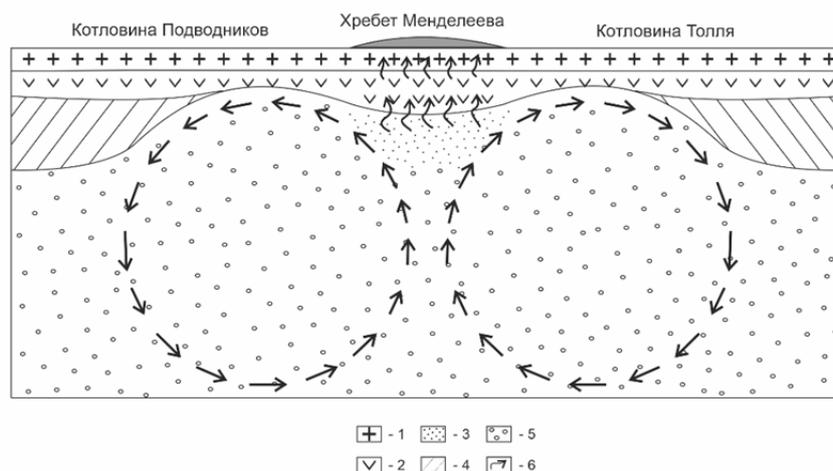


Рисунок. Схема взаимодействия верхнемантийной конвективной ячейки с корой Американо-Азиатского бассейна. Штриховкой на рисунке показаны: 1 — верхняя хрупкая кора, 2 — нижняя пластичная кора, 3 — частично расплавленное мантийное вещество, 4 — литосфера, 5 — астеносфера, 6 — вертикальная фильтрация магмы. Круговыми направленными линиями показаны конвективные ячейки.

Таким образом, предлагаемая конвективная геодинамическая модель эволюции коры Американо-Азиатского бассейна в меловое время полностью снимает отмеченное выше кажущееся противоречие между небольшой величиной растяжения верхнего слоя коры в котловине Подводников и ее

значительно меньшей толщиной по сравнению с мощностью коры поднятия Альфа-Менделеева.

Необходимо также отметить еще один важный вывод общей геодинамической модели эволюции Арктики, касающийся объяснения относительно быстрого погружения коры котловины Подводников, а также поднятия Альфа-Менделеева и других тектонических структур Американо-Азиатского бассейна, начавшегося около 45 млн. назад. Согласно нашей модели [7], примерно в это время резко снизилась интенсивность верхнемантийной циркуляции под Арктикой, так как именно в этот момент Тихоокеанская плита, погружающаяся под литосферу Арктики в Алеутской зоне субдукции, достаточно резко изменила направление своего движения с северного на западное и стала погружаться под Азиатский континент, в частности, в Курило-Камчатской и Японской зонах субдукции. Резкое замедление верхнемантийной циркуляции под Арктикой привело к ультрамедленному спредингу в хребте Гаккеля, общему охлаждению литосферы и астеносферы, что, в свою очередь, привело к началу погружения коры на всей территории Американо-Азиатского бассейна примерно 45 млн. лет назад.

Работа выполнена в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № 0128-2021-0004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.И. и др. Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое-кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика: экология и экономика. 2011. № 1 (1). С. 104–115.
2. Лаверов Р.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и прилегающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. Т. 31. С. 3–30.
3. Лобковский Л.И., Соколов С.Д., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Двухъярусная субдукция в верхней мантии как механизм эволюции литосферы Восточной Арктики в поздней юре – раннем мелу. // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 13–20.
4. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Сорохтин Н.О. Образование основных тектонических структур и магматических провинций Арктики в позднем мелу - кайнозое с позиций субдукционно-конвективной модели ее эволюции // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 1. С. 5–10.
5. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханически связанной с зоной субдукции, и геодинамические приложения к Арктике и Восточной Азии // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.
6. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Развитие модели

верхнемантийной конвекции, сопряженной с субдукцией, с приложениями к мел-кайнозойской геодинамике Центрально-Восточной Азии и Арктики // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. Вып. 3. С. 455–470.

7. Кононов М.В., Лобковский Л.И. Влияние верхнемантийной конвективной ячейки и связанной с ней субдукции Тихоокеанской плиты на тектонику Арктики в позднем мелу – кайнозое // Геотектоника. 2019. № 6. С. 27–45.

A convective model of the evolution of the crust of the Podvodnikov basin and the Alpha-Mendeleev rise in the Amerasian basin of the Arctic during the Cretaceous period is proposed. The model makes it possible to explain the significant thinning of the crust of the Podvodnikov basin without its noticeable stretching in comparison with the Alpha-Mendeleev rise crust. This thinning occurs due to erosion of the lower plastic layer of the crust under the action of currents of the upper mantle plume.

## **Марков А.Я.**

(Студия научно-естественных наук и иностранных языков доктора Маркова.  
Дюссельдорф, Германия, e mail: dr.markov@yahoo.de)

### **Геодинамика Южно-Курильской островной дуги.**

#### **Основные этапы.**

## **Markov A.Ja.**

(Sprach u. Naturwissenschaftliches Studio Dr. Markov, Duesseldorf, Deutschland)

### **Geodynamics of the South Kurile Island Arc. Main stages.**

Ключевые слова: геоморфология и геодинамика Южно-Курильской островной гряды, островные дуги, субдукция.

Формирование рельефа и топографии Южно-Курильской островодужной системы связано с разными этапами изменения геодинамической обстановки в Курильской котловине, зоне столкновения Японо-Курильской дуги и дуги на Хоккайдо, в зоне Южно-Курильской субдукции.

Анализ результатов исследования в совокупности с литературными источниками [1–9] позволяет, в целом, представить общую схему основных этапов геодинамической эволюции территории (рис. 1).

1-этап. Мел–Палеоген (рис. 1.1–1.2.). Формируется древняя мел-палеогеновая вулканическая дуга, расположенная 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. Происходят 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.

2-этап. Оligocen–Миоценовый. (рис. 1.3). Наиболее важный и ключевой этап геодинамической перестройки территории. Приблизительно 15–20 млн.л.н. в результате раскрытия Южно-Охотской котловины и сжатия в СЗ–ЮВ направлении, с одной стороны [10, 11], и косо субдуцирующейся ТП (Obligueu Subduction), с другой стороны [12], происходит поглощение древней мел–палеогеновой островной дуги в зоне Хидако [13], в форме огромного массива-скола (Sliver) с левосторонним сдвигом вдоль

Срединно-Курильского разлома под углом  $80^\circ$  [14]. При этом анализ полей напряжения показывает существенное максимальное сжатие в СЗС–ВЮВ направлении, начиная с позднего миоцена, почти совпадая с направлением погружения ТП [12–14]. В результате этого приблизительно 10 млн. л.н. формируется система кулисных разломов-складок, происходит вспышка островного вулканизма и образование Срединно-Курильского прогиба.

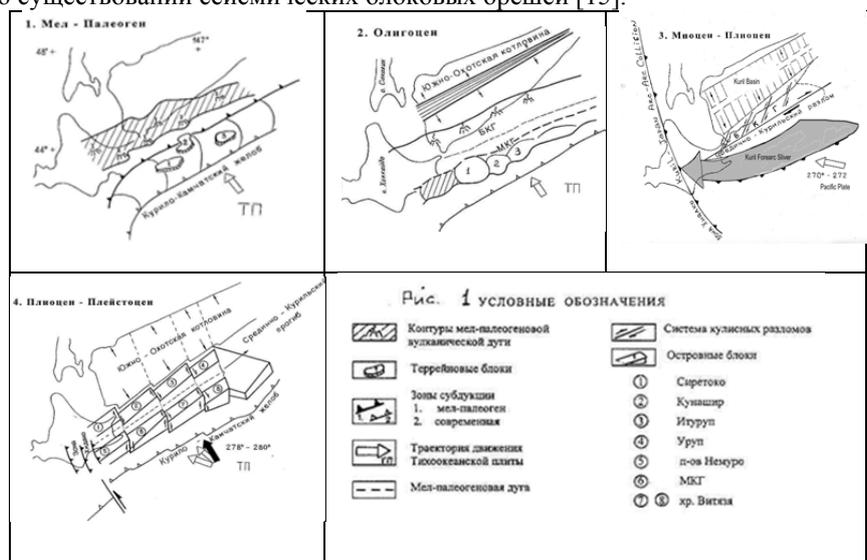
3 этап. Плиоцен–Плейстоцен (рис. 1.4). В результате скачкообразного изменения траектории движения ТП (более ортогонального на  $8-9^\circ$ ) произошла крупная реорганизация Южных Курил, что привело к господству взбросово-сдвиговых тектонических процессов. При этом на территории БКГ вспыхнула новая фаза четвертичного вулканизма (лавовые плато, дайки), связанная с геодинамическим режимом сжатия поперечного к дуге [8, 9], а затем структуры островов были взброшены вдоль системы кулисных разломов с общим перекосом к простиранию дуги в направлении о. Хоккайдо [1]. Одновременно происходило ограничение территории островных блоков с небольшим горизонтальным сдвигом вдоль образовавшихся крупных поперечных разломов. В результате сформировался блоково-ступенчато-клавишный рельеф островной системы [15]. 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 (защемление) 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.

4 этап. Голоцен–современный период. Детальные полевые геоморфологические наблюдения автора позволили прийти к следующим выводам:

1. На островах как МКГ отсутствуют геоморфологические признаки явных 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 [1–4, 11]. Прежние сведения о наличии крупных морских террас на этом этапе на территории ЮКО являются ошибочными.

2. На фоне длительного стабильно-регрессионного геодинамического режима, существуют явные признаки одномоментных, скачкообразных пружинно-колебательных вертикальных движений в режиме «подъем–опускание», вкрест простирания МКГ с периодом 100–500 лет, с

амплитудой до 2–3 м в высоту, связанных с землетрясениями и цунами, что хорошо координируется с многочисленными исследованиями по территории восточного Хоккадо п-ва Немуро [14, 16–22]. Эти данные подтверждают выводы о процессе скачкообразного проскальзывания в режиме «напряжение–разгрузка» подвигающейся тихоокеанской плиты в зоне субдукции, что подтверждает теоретическую модель Л.И. Лобковского о существовании сейсмических блоковых брешей [15].



3. Территория островов подвержена господствующим активным горизонтальным тектоническим движениям 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 острова Хоккадо. Многочисленные острова МКГ Танильева, Анучено, Юрий и т.д., а также полуостров Немуро являются верхушками останцами микроблоков, с самостоятельными геодинамическими разнонаправленными движениями как вкрест, так и вдоль простирания дуги.

4. Наблюдаются синхронные геотектонические процессы как на территории МКГ, так и острова Кунашир БКГ, что свидетельствует о едином геодинамическом режиме. Геоморфологические исследования автора п-ва Ловцова, в целом, подтверждают теоретические модели, предложенные авторами [23], как для геодинамического механизма формирования Южно Курильской островной дуги, так и для обоснования возможного механизма сейсмической брешей в качестве основной модели

прогнозирования крупных землетрясений Курило-Камчатского региона [15], которые также подтверждаются практическими исследованиями японских ученых [24].

5. В статье [25] на основании геофизических исследований в районе зоны субдукции Южных Курильской системы было предложено две модели процесса субдукции: барьерная и отскока. Геоморфологические данные автора показывают одномоментные и взаимозависимые действия двух моделей. При этом краткосрочными действиями является «барьерная» субдукция (вертикальные колебательные движения вкост простираения дуги от 1–3 м), при господстве долговременного «отскока» или с системой сейсмической брешы идет формирование горизонтальных разломов и колебательных движений с СЗ на ЮВ вкост простираения МК островной дуги с медленным перекосом в сторону Хоккайдо п-ва Немуро (Япония).

#### 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.
6. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 640 с.
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. Kiminami K. Sedimentary History of the Late Cretaceous – Paleocene Nemuro Group, Hokkaido // The Journal of the Geological Society of Japan. 1983. V. 89 (11). P. 607–624.
11. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan. // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 235–255.
12. Kimura G. Oblique subduction: forarc tectonics of the Kuril Arc // Geology. 1986. V. 14. P. 404–407.
13. 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.

14. Nakanishi A. et al. Crustal evolution of the South-Western Kuril Arc, Hokkaido Japan, deduced from seismic velocity and geochemical structure // *Tectonophysics*. 2009. V. 472 (1). P. 105–123.

15. 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.

16. Nanayama F. et al. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench // *Letters to Nature*. 2003. V. 424. P. 660–663.

17. 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.

18. Khomich V.G., Boriskina N.G., Kasatkin S.A. Geology, magmatism, metallogeny and geodynamics of the South Kuril islands // *Ore Geology Reviews*. 2019. V. 105. P. 151–162.

19. Liu X., Zhao D., Li S. Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: Insight into megathrust earthquakes // *Geoph. J. Int.* 2013. V. 194. P. 1069–1090.

20. Kenjihirata et al. Variable Tsunami Sources and Seismic Gaps in the Southernmost Kuril Trench // *Pure appl. Geophysics*. 2009. V. 166. P. 77–96.

21. 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. geoph. research*. 2004. V. 109. B05305.

22. Sawai Y. et al. Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan // *Jour. geoph. research*. 2009. V. 114. B01319.

23. Kobayashi K. et al. Outer slope faulting associated with the western Kuril and Japan trenches // *Geoph. Jour. Intern.* 1998. V. 134 (2). P. 356–372.

24. Atsushi N. et al. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites // *Marine Geology*. 2008. V. 254 (1–2). P. 73–90.

25. Kasahara J. 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.

Formation of the relief and topography of the South Kuril Island Arc System 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.

**Медведева А.Ю.<sup>1,2,3</sup>, Медведев И.П.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: alisa.bannikova@gmail.com; <sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; <sup>3</sup>Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет))

### **Цунамирайонирование побережья Каспийского моря на основе вероятностного подхода**

**Medvedeva A.Yu.<sup>1,2,3</sup>, Medvedev I.P.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University; <sup>3</sup>Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University))

### **Tsunami zoning of the Caspian Sea coast based on the probabilistic approach**

Ключевые слова: цунами, землетрясение, цунамирайонирование, сейсмичность, вероятностный подход, Каспийское море

Вероятностный подход был применен к Каспийскому морю для оценки опасности цунами. Он основан на статистической модели сейсмичности региона. На основе полученных возможных синтетических землетрясений были рассчитаны максимальные высоты волн для всего побережья для разных периодов повторяемости: 250, 500, 1000 и 5000 лет.

Интерес к изучению цунами Каспийского моря возник из-за того, что регион относится к сейсмически активным и подобные события происходили там в прошлом. На данный момент имеются сведения о 14 случаях исторических цунами или событий аномальных колебаний уровня моря в Каспии с высотами ~1–2 м, при этом сопровождавшимися либо затоплением обширных территорий и нанесением ущерба постройкам или отступлением от уреза воды с характерными для цунами периодами [1]. Из-за отсутствия качественных данных о проявлениях цунами в Каспийском море для оценки цунамиопасности был применен сценарный подход. Он основан на статистической модели сейсмичности региона. Рассматриваются цунами сейсмотектонического происхождения в рамках модели очага землетрясения в виде плоского разрыва конечных размеров и поршневого механизма генерации цунами. В основе региональной модели сейсмических источников цунами лежит каталог ISC-GEM v.7.0 и данные о сильнейших исторических землетрясениях региона за период времени с 800 г. н.э. по н.в. Каталог ISC-GEM включает данные с 1904 по 2016 гг. и содержит сведения о землетрясениях с магнитудой  $M_w \geq 5.5$ . Также были использованы каталоги активных разломов и СМТ решений механизма очага, сводки данных по скоростям современных движений земной коры, измеренным с помощью GPS, цифровые модели рельефа морского дна и прилегающей суши.

Наиболее крупными сейсмическими событиями в XX–XXI вв. в Каспийском регионе были Рудбарское землетрясение 1990 г. с  $M_w = 7.36$  на севере Ирана, и Туркменское (Балханское) землетрясение 2000 г. с  $M_w = 7$ , Казанджикское 1946 г. с  $M_w = 7$ , случившееся вблизи восточного побережья Каспия, в западном Туркменистане. Но сейсмический потенциал района достаточно высок. На побережье Каспия происходили и более крупные землетрясения: в 856 г.,  $M_w = 8.1$ ; в 958 г.,  $M_w = 8.0$ ; в 1668 г.,  $M_w = 7.8$ ; 1895 г.,  $M_w = 7.9$  [2]. Добавление данных событий с соответствующими периодами повторяемости улучшило точность расчета повторяемости землетрясений с большим периодом повторяемости (100, 500 и 1000 лет).

Методом вероятностного подхода, то есть путем генерации синтетического каталога землетрясений и возникших от них цунами была выполнена оценка параметров вероятных моделей сейсмических источников и их неопределенностей по имеющимся данным об исторических землетрясениях и активных разломах Каспийского региона. Период времени, охватываемый модельным каталогом землетрясений, использовавшимся для расчетов генерации и распространения цунами, составляет около 20 тыс. лет, что больше периодов повторяемости сильнейших возможных землетрясений.

На основе полученных возможных землетрясений были рассчитаны максимальные высоты волн для всего побережья моря для различных периодов повторяемости: 250, 500, 1000 и 5000 лет (табл. 1) и построены соответствующие обзорные карты цунамирайонирования Каспийского моря.

Таблица 1. Высоты волн цунами (м) с разным периодом повторяемости (лет) для различных частей моря.

	250	500	1000	5000
Западное побережье	0.03	0.49	1.70	6.32
Восточное побережье	0.03	0.55	1.49	11.11
Южное побережье	0.01	0.17	0.81	4.11
Северное побережье	0.00	0.03	0.09	0.91
о. Огурчинский	0.02	0.27	0.84	3.07
о. Жилой	0.02	0.37	1.29	4.75
о. Пираллахи	0.03	0.49	1.64	5.65
о. Курдили	0.01	0.14	0.60	2.79
о. Тюлений	0.00	0.03	0.12	0.79
Тюленьи о-ва	0.00	0.02	0.08	0.55

При отсутствии надежных данных наблюдений современный подход к

оценке цунамиопасности того или иного региона базируется на методе статистического моделирования или «вероятностного сценарного моделирования» – ВСМ (методе Монте-Карло), который успешно применялся, в частности, для оценки цунамиопасности побережья Средиземного моря [3].

Представленный метод оценки цунамиопасности является оригинальным и развивает подход, изложенный в работе [3]. Новизна подхода заключается в использовании новых методических разработок и приемов, которые позволили разработать более объективный и эффективный метод вероятностной оценки цунамиопасности (цунамирайонирования) для регионов с недостаточной статистикой наблюдений за цунами.

На основе построенной сеймотектонической модели региона выделены основные зоны потенциальной генерации волн цунами. В частности, для районов Центрального и Южного Каспия, которые характеризуются наибольшей цунамиопасностью, выделены семь таких зон, из которых три относятся к палеозойской Скифско-Туранской плите, переработанной альпийскими движениями, а остальные четыре – к системе собственно альпийских структур Кавказа-Копетдага.

Важнейшим среди очаговых параметров землетрясений является энергетическая характеристика очага – моментная магнитуда  $M_w$  землетрясения, определяемая через сейсмический момент очага  $M_0$ . На генерацию цунами расходуется малая часть энергии землетрясения (первые проценты или даже доли процента), поэтому опасные цунами могут возбуждаться лишь очень сильными землетрясениями магнитудой  $M_w \geq 7$ . За столетний период инструментальных сейсмологических наблюдений было выделено всего 4 таких события. Для построения модельного каталога потенциальных цунамигенных землетрясений с  $M_w \geq 7$  необходимо оценить повторяемость землетрясений в Каспийском регионе за пределами диапазона наблюдений.

В условиях достаточно ровного морского дна для генерации цунами существенна лишь вертикальная компонента остаточных смещений дна. Для ее корректной оценки необходимо задать еще механизм очага, т.е. ориентацию плоскости разрыва и вектора взаимного смещения блоков (вектора подвижки) в очаге. В рамках принятой кинематической модели механизм очага описывается тремя параметрами: азимутом простирания плоскости разрыва (STK); углом падения плоскости разрыва относительно горизонтали (DIP) и углом скольжения (уклона) вектора подвижки в плоскости разрыва относительно направления простирания (SLIP или RAKE). Для оценки распределений этих параметров в пределах региона были проанализированы опубликованные СМТ-решения механизма очага для землетрясений магнитудой  $M_w \geq 5.0$ . В результате анализа СМТ-решений было установлено, что в районе Апшеронского порога преобладает

сбросовой тип смещений в очаге (normal faults), а на южном побережье моря преобладают взбросы (reverse faults). Распределения трех параметров механизма очага (STK, DIP, SLIP) по выборке СМТ-решений для землетрясений в районе Апшеронского порога хорошо описываются нормальным законом с параметрами, приведенными в табл. 2. Для южного побережья моря были использованы практически те же самые параметры механизма очага, за исключением средних оценок  $SLIP = 80-100$ .

Таблица 2. Характеристики нормальных распределений для параметров механизма очага

Параметр механизма очага	Среднее значение, $\mu$ град.	Стандартное отклонение, $\sigma$ град.
STK	300	20 ÷ 25
DIP	65 ÷ 75	15 ÷ 20
SLIP	-100 ÷ -80	20 ÷ 25

Корреляция между тремя параметрами механизма очага практически отсутствует, поэтому при генерации модельного каталога землетрясений значения этих параметров выбирались случайным образом независимо друг от друга из нормальных распределений с параметрами из табл. 2.

В соответствии с полученными оценками распределений различных параметров, определяющих генерацию цунами сейсмическим источником, был сгенерирован модельный каталог вероятных цунамигенных землетрясений магнитудой  $M_w \geq 6$ . Каждое модельное землетрясение в этом каталоге задается набором из 10 случайных значений для 10 рассмотренных выше параметров, полностью характеризующих сейсмический источник в рамках принятой кинематической модели площадки разрыва конечных размеров:  $M_w, Lat, Lon, h, L, W, \bar{D}, STK, DIP, SLIP$ . Случайные значения каждого из параметров выбирались с помощью генераторов случайных чисел из соответствующих наблюдаемых распределений или из регрессионных соотношений, позволяющих оценить эти параметры через магнитуду  $M_w$ . По сути, данный подход представляет собой реализацию метода Монте-Карло для оценки цунамиопасности побережья в условиях почти полного отсутствия данных о проявлениях цунами.

Очевидно, что для получения статистически обоснованного распределения максимальных высот волн цунами на побережье с разной обеспеченностью необходимо использовать модельный каталог с большим числом событий. В нашем случае сгенерированный каталог землетрясений содержит 339 событий магнитудой  $M_w \geq 7$ , что дает хорошее статистическое обеспечение для надежного вероятностного определения параметров волн цунами. Каталог охватывает временной интервал порядка

20 тыс. лет.

Максимальные высоты цунами были получены для восточного побережья. На восточном побережье на широте  $40^{\circ}$ – $42^{\circ}$  высота цунами составляет 6–8 м. Максимальная высота до 11 м зафиксирована в районе пролива Кара-Богаз-Гол ( $\sim 41^{\circ}$  с.ш.). Вблизи п-ва Челекен ( $\sim 39.4^{\circ}$  с.ш.) высота волн цунами составляет 5 м. Высота цунами до 5.5 м может наблюдаться в западной части Казахского залива. В восточной части южного побережья Каспийского моря высота цунами не превышает 2 м, на западной части южного побережья повышается до 3–4 м. На восточном побережье Каспия высота цунами достигает 4–5 м с максимумом вблизи Апшеронского п-ва (6 м) и вблизи  $\sim 38^{\circ}$  с.ш. (6 м). В Северном Каспии высота волн цунами не превышает 1 м. В таблице 1 представлены высоты цунами с периодами повторяемости 250, 500, 1000 и 5000 лет для различных частей побережья Каспийского моря и отдельно для его крупных островов и архипелагов.

Работа выполнена по гос. заданию Института океанологии РАН № 0128-2021-0004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доценко С.Ф., Кузин И.П., Левин Б.В., Соловьева О.Н. Цунами в Каспийском море: сейсмические источники и особенности распространения // *Океанология*. 2000. Т. 40. № 4. С. 509–518.
2. Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе // *Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы*. 2008. Т. 1. С. 127–146.
3. Sørensen M.B., Spada M., Babeyko A., Wiemer S., Grünthal G. Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2012. V. 117 (B1).

A probabilistic approach was applied for the Caspian Sea to assess the tsunami hazard. It is based on a statistical model of the region's seismicity. On the basis of the obtained possible synthetic earthquakes, the maximum wave heights were calculated for the entire coast for different return periods: 250, 500, 1000 and 5000 years.

**Миронюк С.Г.<sup>1</sup>, Росляков А.Г.<sup>1</sup>, Иванова А.А.<sup>2</sup>,  
Терехина Я.Е.<sup>1</sup>, Токарев М.Ю.<sup>1</sup>, Мартын А.А.<sup>3</sup>.**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва; mironyuksg@gmail.com; <sup>2</sup>ООО «Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова», г. Москва; <sup>3</sup>ООО «Газпром недра», г. Москва)

**Типы субвертикальных зон потери корреляции (газовых труб) в осадочном чехле шельфа Охотского моря и особенности их строения**

**Mironyuk S.G.<sup>1</sup>, Roslyakov A.G.<sup>1</sup>, Ivanova A.A.<sup>2</sup>,  
Terekhina Ya.E.<sup>1</sup>, Tokarev M.Yu.<sup>1</sup>, Martyn A.A.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University; <sup>2</sup>Seismic Data Analysis Center LLC, Moscow; <sup>3</sup>Gazprom nedra LLC, Moscow)

**Types of subvertical wipe-out zones (gas chimney) in the sedimentary section of the shelf of the Sea of Okhotsk and features of their structure**

Ключевые слова: флюидопроявления; Охотское море; газовые трубы, субвертикальные зоны потери корреляции; газовые карманы; трубообразные каналы миграции флюидов

В осадочном чехле северо-восточного шельфа о-ва Сахалин с помощью сейсморазведки высокого разрешения и непрерывного сейсмоакустического профилирования изучены субвертикальные зоны потери корреляции (газовые трубы). Они служат каналами миграции напорных восходящих флюидных потоков. В местах их выхода на дно формируются как положительные, так и отрицательные формы рельефа, а во вмещающих их породных массивах могут получить развитие газовые карманы с аномально высоким пластовым давлением. Рассмотрены особенности строения основных типов труб дегазации.

Благодаря новым технологиям морских геофизических исследований, и, прежде всего, сейсмическому профилированию (сейсморазведка СВР, ССВР, СУВР), многолучевому эхолотированию, специальной обработке данных и средствам их визуализации, получены новые данные об особенностях строения осадочного чехла морских бассейнов. В частности, выполненные на присахалинском шельфе геофизические работы позволили детально изучить морфологию и внутреннее строение так называемых газовых труб (синонимы: трубы дегазации, газовые каналы, столбы, колодцы, колонны и др.). Газовые трубы (каналы) являются важнейшим элементом флюидодинамических систем, благодаря которым осуществляется заполнение ловушек углеводородными флюидами, мигрирующими из глубинных резервуаров [1], а также миграция углеводородов от коллекторов к поверхности морского дна. Трубы дегазации особенно широко распространены в морях с коллизионным

(орогенным) типом тектонического режима, а также в районах морей, находящихся в зоне влияния океанического спрединга, субдукции, мантийных плюмов, активных региональных разломов и т. д.

Анализа сейсмических данных, полученных в Охотском море, позволил выделить два принципиально различных типа субвертикальных зон потери корреляции (СЗПК). Один из них связан с разрывными нарушениями, которые возникают на сводах растущих антиклиналей, испытывающих растяжение. Вторым типом объектов вертикальной флюидомиграции являются локальные многочисленные трубообразные каналы, имеющие в плане круглое или овальное очертание, не связанные напрямую со структурообразованием.

Первые, из упомянутых СЗПК представляют собой структуры диаметром от нескольких сот метров до 1–1.5 км. Глубины, на которые проникают СЗПК этого типа, несколько километров. Наблюдается их отчетливая связь со складчатыми морфоструктурами и разломами. Второй тип СЗПК образуют более мелкие каналы диаметром от нескольких метров и более и высотой до километра, которые встречаются на всех уровнях разреза, особенно в верхней его части.

Идентифицировать СЗПК в осадочном чехле Охотского, равно как и других морей позволяют следующие особенности сейсмической записи: резкое снижение акустической контрастности записи, затруднение или полная потеря корреляции отражений, наличие участков хаотической записи, приуроченность к этим структурам отдельных высокоамплитудных отражений.

Охотское море – типичный задуговой бассейн. Море расположено в пределах Тихоокеанского сейсмического пояса и относится к бассейнам интенсивной подводной разгрузки флюидов в связи с повышенной тектонической раздробленностью земной коры [2, 3]. По мнению В.Е. Хаина [4], Охотское море является регионом активной современной рифтогенной деструкции коры. Здесь, в северо-восточной части присахалинского шельфа, широко распространены субвертикальные каналы миграции флюидов, повсеместно присутствуют скопления покмарков, как правило, приуроченные к участкам морского дна, расположенных непосредственно над месторождениями углеводородов [5].

Эти зоны снижения акустической контрастности, не являются зонами акустической тени, а интерпретируются нами как области, насыщенные на всю глубину двухфазным флюидом, находящимся под давлением, превышающим фоновое. Приводимые ниже рисунки получены в результате обработки и интерпретации сейсмических данных в ООО «Питер Газ» (рис. 1) и ООО «ЦАСД МГУ имени М.В. Ломоносова» (рис. 2) при непосредственном участии авторов.

Установлено, например, что над центральной частью Киринской антиклинальной структуры в перекрывающих залежь породах отчетливо

выделяется изометричная газовая труба, приуроченная к сбросу [6]. Она характеризуется полным затуханием сейсмического сигнала (отсутствием отражающих границ), что указывает на высокую газонасыщенность осадков. В очаге разгрузки флюидов над трубой сформировались вулканоподобный бугор [7] и скопления покмарок. Данные непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) свидетельствует о разгрузке газа в водную толщу.

По данным СВР в «околотрубном» массиве прослеживаются три зоны повышенных амплитуд (газовые карманы) на глубинах 113–125 м, 151–158 м и 206–220 м. Газовые карманы приурочены к четвертичным отложениям (преимущественно к пескам, супесям, прослоям гравийно-галечных осадков) и пескам (слаболитифицированным песчаникам) нутовской свиты неогена ( $N_{1-2nt}$ ). Дочетвертичные сейсмокомплексы нарушены многочисленными разрывными нарушениями, берущими свое начало в породах мезозойского фундамента, образуя в осадочном чехле серию малоамплитудных (среднее смещение 10–20 м) разрывов. В пределах Аяшского участка в приповерхностной части осадочного чехла имеется серия газовых труб (рис. 1). Газовые трубы в пределах указанного участка также венчают округлые и удлиненные поля соединенных покмарок. Диаметр (длина) полей – около 0.9–1.0 км. Глубина покмарок, сформировавшихся в песках, 0.5–1.5 м.

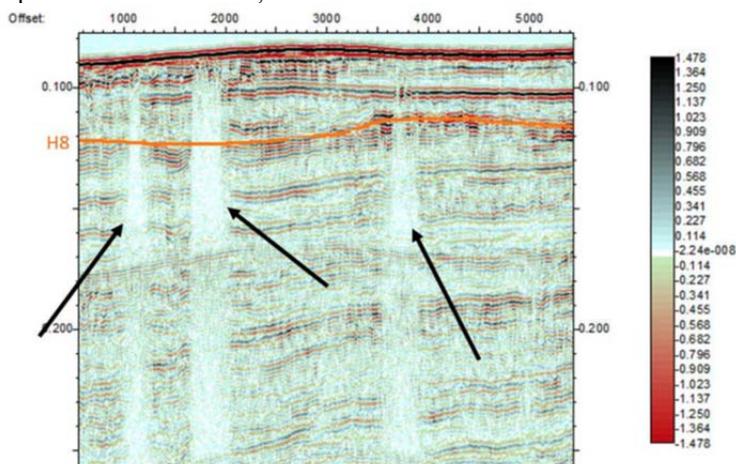


Рис. 1. Субвертикальные зоны потери корреляции (газовые трубы) (стрелки), Аяшский ЛУ.

Упомянутый выше первый тип каналов флюидомиграции (газовые трубы), представленный на рис. 1, связан с интенсивной новейшей тектоникой, процессами растрескивания с растяжением в осевой части

антиклинальных структур. Описываемые дислокации в верхней части разреза местами образуют цветковые, а также кольцеобразные структуры.

Практически все разрывные нарушения затухают в отложениях верхненутовских отложениях ( $N_2nt_3$ ), но отдельные малоамплитудные разрывы доходят почти до дна моря. Об этом свидетельствуют мелкие газовые карманы в придонных отложениях и выходы газа в водную толщу. Разрывные нарушения, фиксируемые в плиоцен-четвертичных отложениях, характеризуются преимущественно субширотной ориентировкой в плане.

На северо-восточном шельфе о. Сахалин также выявлены еще слабо изученные трубообразные каналы миграции флюидов – второй из упомянутых ранее типов СЗПК. В пределах изученного участка было отмечено большое количество округлых объектов, интерпретируемых как одиночные каналы вертикальной миграции флюида относительно небольшого диаметра (первые десятки метров) (рис. 2).

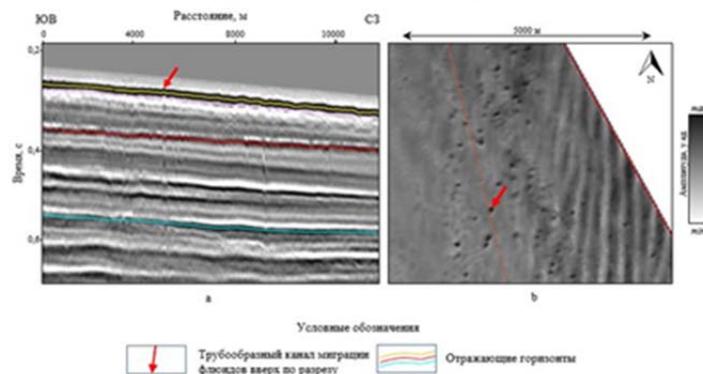


Рис. 2. Сейсмический разрез (а) и седиментационный слайс по атрибуту «спектральная декомпозиция» (6–29 Гц), рассчитанный на глубине около 7 м ниже дна (б), иллюстрирующие трубообразные каналы миграции флюидов диаметром ~7–130 м на северо-восточном шельфе о. Сахалин.

Отмечается снижение общего числа таких каналов от Киринского блока на север к Аяшскому и далее Восточно-Одоптинскому участку по мере ослабления тектонической активности сдвигового типа в толще осадочные породы, а также исчезновения полигональной системы разломов в отложениях ниже-средненутовских отложениях ( $N_2nt_{1-2}$ ) [3]. В противоположность указанной тенденции зафиксировано увеличение (в 10–30 раз) количества каналов описываемого типа к востоку по мере приближения к зоне глубинного корового разлома сдвиговой природы. В некоторых случаях такие объекты выстраиваются в цепочки сонаправленно близрасположенным разрывным нарушениям ниже по разрезу [3], а также группируются и образуют поля шириной до 2–3 км повышенного их скопления.

Таким образом, в изученном районе шельфа Охотского моря выделяются два принципиально различных по морфологии и размерам типа газовых труб. Наиболее крупные из них прослеживаются над сводами антиклинальных структур и в ряде случаев достигают поверхности дна. Они характеризуются резким снижением акустической контрастности сейсмической записи (зоны осветления), связанным с повышенным поровым давлением двухфазного порового флюида. Второй тип газовых труб небольшого диаметра приурочен к районам развития полигональных разломов. Отдельные трубы этого типа образуются в местах пересечения разрывных нарушений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Муслимов Р.Х., Трофимов В.А., Плотникова И.Н., Ибатуллин Р.Р., Горюнов Е.Ю. Роль глубинной дегазации Земли и кристаллического фундамента в формировании и естественном восполнении запасов нефтяных и газовых месторождений. Казань: Фен, 2019. 290 с.
2. Обжиров А.И., Телегин Ю.А., Болобан А.В., 2015. Потоки метана и газогидраты в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2015. № 1(19). С. 56–63.
3. Рыбальченко В.В., Гогоненков Г.Н., Слепченко В.А. Вертикальная миграция газа и газогидраты на северо-восточном шельфе Сахалина // Геология нефти и газа. 2017. № 2. С. 38–50.
4. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
5. Миронюк С.Г., Иванова А.А., Хлебникова О.А. Флюидогенные формы рельефа как индикаторы нефтегазоносности недр шельфа // Труды VII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)». Т. II (IV). Тверь: ООО ПолиПРЕСС, 2019. С. 120–132.
6. Миронюк С.Г., Иванова А.М., Скворцов С.В. Геологические опасности на северо-восточном шельфе о. Сахалин (район обустройства Киринского месторождения) // Геология морей и океанов: материалы XIX Международной науч. конф. (Школы) по морской геологии (Москва, 14–18 нояб. 2011 г.). М.: ГЕОС, 2011. Т. V. С. 139–143.
7. Миронюк С.Г. Вулканоподобные флюидогенные бугры – индикаторы субаквальных залежей газа // Инновации в геологии, геофизике и географии-2020. Материалы 5-ой Международной научно-практической конференции. М.: Перо, 2020. С. 110–112.

In the sedimentary cover of the north-eastern shelf of Sakhalin Island, using high-resolution seismic exploration and continuous seismic-acoustic profiling, subvertical zones (gas chimney) were studied. They are channels of migration of the head ascending fluid flows. Positive and negative landforms at the places where they reach the bottom are formed. The structural features of the main types of gas chimney are considered.

**Мороз Е.А.<sup>1</sup>, Еременко Е.А.<sup>2</sup>, Ворошилов Е.В.<sup>3</sup>, Сухих Е.А.<sup>1</sup>,  
Зарайская Ю.А.<sup>1</sup>, Мутовкин А.Д.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН г. Москва, e-mail: morozzea@gmail.com;

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва;

<sup>3</sup>ООО «Институт геотехники и инженерных изысканий в строительстве», г. Москва;

<sup>4</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

### **Ледниковый и водно-ледниковый рельеф шельфа Карского моря**

**Moroz E.A.<sup>1</sup>, Eremenko E.A.<sup>2</sup>, Voroshilov E.V.<sup>3</sup>,  
Sukhikh E.A.<sup>1</sup>, Zarayskaya Yu.A.<sup>1</sup>, Mutovkin A.D.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow; <sup>2</sup>Lomonosov

Moscow State University; <sup>3</sup>LLC "Institute of Geotechnics and Engineering Surveys in

Construction", Moscow; <sup>4</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

### **Glacial and fluvio-glacial relief of the Kara Sea shelf**

Ключевые слова: Ледниковый рельеф, шельф, многолучевая батиметрия, сейсмоакустика, Карское море

Современный облик поверхности дна Карского моря был сформирован в результате деятельности различных геоморфологических процессов, которые наиболее активно протекали в позднем плейстоцене и голоцене. Исследования детальной морфологии рельефа и строения верхней части осадочного чехла в пределах полигонов многолучевой съемки 41-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» позволили выявить область развития форм ледникового и водно-ледникового рельефа.

По данным многолучевой батиметрической съемки, выполненной в ходе экспедиций 41-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в 2019 г., на дне Карского моря были выявлены формы рельефа, образованные на этапе субаэрального развития территории в позднем плейстоцене. Общие черты морфологии и взаиморасположения этих форм, их морфометрические параметры, установленные с использованием детальных цифровых моделей рельефа, а также результаты анализа сейсмоакустических разрезов (профилограф, спаркер) позволили интерпретировать обнаруженный рельеф как ледниковый и водно-ледниковый и типизировать его. Установлено, что процессы ледникового морфолитогеनेза оказали существенное влияние на формирование рельефа дна западной части Карского шельфа. Полученные новые данные о строении рельефа и осадочного чехла позволяют дополнить представления о конфигурации границ оледенения и направлении движения покровного ледника.

Исследуемая территория располагается на правом борту Восточно-Новоземельского желоба (рис. 1). Рельеф дна представляет собой пологонаклоненную в сторону желоба поверхность, осложненную крупной эрозионной формой и многочисленными линейными грядами.

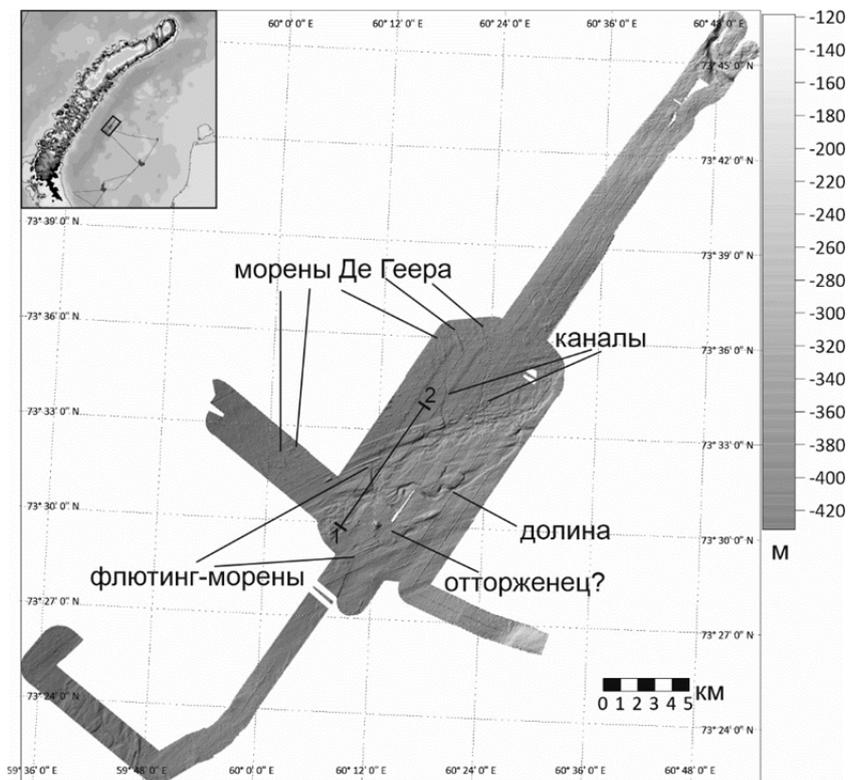


Рис. 1. Рельеф дна по данным многолучевой батиметрии (Reson Seabat 7150-12кГц).

Пологоволнистая и грядово-холмистая равнины интерпретируются как ледниковые, системы параллельных гряд ЮЗ-СВ простираются как гигантские гляциальные борозды с флютинг-моренами, а гряды СЗ-ЮВ направлений как морены Де Геера (рис. 1).

Флютинг-морены и борозды образуют рисунок дуги с генеральным направлением с юго-запада на северо-восток. Таким образом, ледник в позднем плейстоцене продвигался со стороны Новой Земли через Восточно-Новоземельский желоб. Аналогичные формы были обнаружены на участке в 90 км к ССВ от данного полигона [1]

По данным многолучевой батиметрии, нами выделяются гряды морен Де Геера, (рис. 1) вытянутые перпендикулярно движению ледника. Морены Де Геера на полигоне имеют длину от 300 до 1900 м, высоты от до 2–3 до 8–9 м, в среднем около 3–4 м, склоны до 10–12°. Гряды морен Де Геера характерны для края ледникового покрова и маркируют стадии его

отступления [2] Обычно они располагаются параллельно границе ледника, образуясь в трещинах ледника. Таким образом, ориентировка морен Де Геера хорошо соотносится с предполагаемым направлением движения ледника.

На возвышенности в пределах полигона отчетливо выделяется форма останцового облика, которая была интерпретирована как ледниковый отторженец (рис. 1). Высота данного образования достигает 28 м, а ширина основания достигает 500 м. Также данная форма может быть проинтерпретирована как эрозионно-денудационный останец меловых пород, обнажившихся в результате эрозионной деятельности водотоков, следы которых отмечены на поверхности дна.

Эрозионный рельеф на полигоне представлен долинообразной формой (рис. 1), длина которой составляет 17,4 км. Глубина вреза долины составляет от первых метров до 18–20 м, причем глубина вреза не выдержана: в верховьях и низовьях долины глубина не превышает 5–7 м, лишь в центре и у крупного левого притока при пересечении ими участка возвышенной ледниковой пологоволнистой равнины ее относительная глубина может достигать 18–20 м. Подобный признак характерен для подледниковых каналов. Крутизна склонов в долине от 2 до 15° на наиболее активно подмываемых в прошлом участках, которым соответствуют останцы флютинг-морен и коленообразные изгибы. Эрозионная форма как прорезает положительные формы флютингов, так и простирается согласно направлению ледниковой мегаштриховки.

Анализ сейсмоакустических разрезов (рис. 2) показал, что с поверхности залегают акустически прозрачные морские осадки позднеплейстоцено-голоценового возраста, которые облекают неровности ледникового рельефа. На разрезе НСП (рис. 2) моренные отложения представлены акустически проницаемыми осадками с субгоризонтальными или наклоненными рефлекторами, иногда деформированными в складки. Ниже по разрезу фиксируется угловое несогласие с породами мелового возраста.

Авторами предлагается следующая модель развития рельефа территории:

1. В позднем валдае исследуемый полигон был полностью перекрыт ледником, который двигался с достаточно большой скоростью с юго-запада на северо-восток по дугообразной траектории. На это указывает ледниковая мегаштриховка и флютинг-морены [3].

2. При отступании ледникового покрова в северной части полигона формируются морены Де Геера, а в центральной части территории происходит врез подледниковых каналов, которые преобразуют рельеф сравнительно небольших площадей на ключевом участке. После отступления ледника по подледниковым каналам начинает действовать эрозия, преобразующая их до современного вида.

3. В голоцене происходит нивелировка рельефа, связанная с

интенсивным осадконакоплением морских отложений.

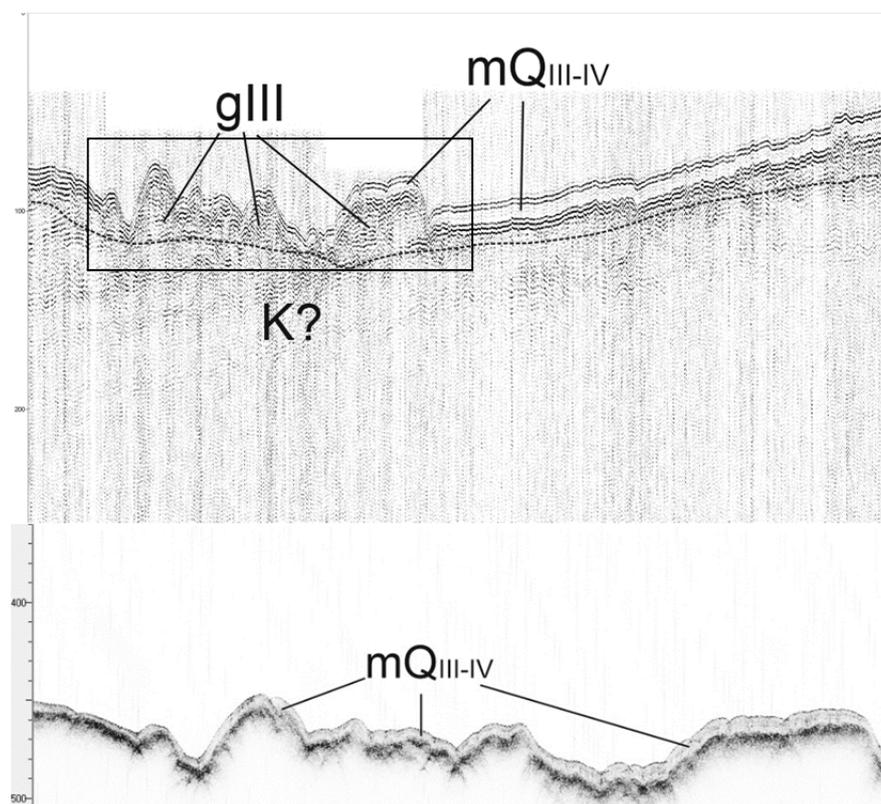


Рис. 2. Сейсмоакустический профиль по линии 1-2 (положение показано на рис. 1). Строение верхней части разреза по данным НСП (сверху). Прямоугольником показано положение разреза профилографа (снизу). По вертикальной шкале время в мс.

Работа выполнена по научной теме ГИН РАН «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами» (№0135-2019-0076), по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 3, а также теме госзадания кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ (№ 121040100323-5). Авторы выражают благодарность экипажу 41 рейса НИС «Академик Николай Страхов» за успешную реализацию морских работ в Карском море

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рыбалко А.Е., Миронюк С.Г., Росляков А.Г. и др. Новые признаки покровного оледенения в Карском море: мегамасштабная ледниковая линейность в Восточно-Новоземельском желобе // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020. Вып. 7. С. 175–181. doi:10.24411/2687-1092-2020-10727
2. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 245 с.
3. Canals M., Amblas D. The bundle: a mega-scale glacial landform left by an ice stream, Western Bransfield Basin // Geological Society, London, Memoirs. 2016. V. 46. №. 1. P. 177–178.

The modern appearance of the Kara Sea bottom surface was formed as a result of the activity of various geomorphological processes, which were most active in the Late Pleistocene and Holocene. Investigations of the detailed morphology of the relief and the structure of the upper part of the sedimentary cover within the multibeam survey polygons of the 41st cruise of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov made it possible to identify the area of development of forms of glacial and fluvioglacial relief.

**Мутовкин А.Д., Пронин А.А., Хортов А.В.**

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

**Сейсмоакустические исследования плейстоцен-голоценовых отложений Крымско-Керченского шельфа**  
**Mutovkin A.D., Pronin A.A., Khortov A.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Seismoacoustic studies of the Pleistocene-Holocene deposits of the Crimean-Kerch shelf**

Ключевые слова: сейсморазведка, автономные донные станции, пневмопушки, судно-источник.

Целью вышеназванных исследований является получение высококачественных сейсмоакустических профилей в пределах полигонов Крымского шельфа для решения вопросов стратиграфии и литологии отложений плейстоцен-голоценовых комплексов осадочных образований Черного моря.

Работа отряда ИО РАН в составе 116 рейса НИС «Профессор Водяницкий» проводилась в соответствии со сводным Планом морских экспедиций на научно-исследовательских судах РАН, по темам госзадания № 0149-2015-0004, № 0149-2015-0005 и № 0149-2015-0010, а также проекту РФФИ № 20-05 00384\_А.

Целью исследований являлось получение сейсмической информации о строении верхней части осадочной толщи и рельефе дна Черного моря в пределах Крымского шельфа и склона.

Аппаратура и методика работ. Сейсмоакустический комплекс «Геонтшельф» включает:

- сейсмический накопитель энергии SPES-600: блок управления разрядом и блок высоковольтных конденсаторов,
- устройство ввода сейсмических сигналов PSA-1,
- заборную буксируемую часть: излучатель спаркера и приемную антенну (сейсмокосу),
- соединительные высоковольтные кабели.

Сейсмический накопитель энергии предназначен для накопления на конденсаторах высоковольтной электрической энергии и последующего быстрого разряда энергии в электроискровой или электродинамический излучатель упругих колебаний при сейсмических исследованиях на акваториях.

Основные характеристики накопителя:

- рабочее напряжение до 5 кВ;
- рабочая емкость 50 мкф; имеется возможность рабочую емкость увеличить с шагом 40 мкф до 290 мкф;
- потребляемая мощность до 3кВА.

Устройство PSA-1 предназначено для ввода сейсмических сигналов в персональный компьютер и для управления работой сейсмического источника при одноканальных исследованиях методом НСП. Вместе с персональным компьютером и специализированным программным обеспечением, устройство представляет собой систему сбора данных сейсмоакустического комплекса «Геонт-шельф».

Забортная буксируемая часть оборудования состоит из:

- многоэлектродного излучателя спаркера (на 64 потенциальных электрода);

- приемной антенны: 25-ти метровой сейсмической косы с 10 пьезоприемниками, помещенными в полиуретановый шланг с шагом 2 м и залитыми жидким парафином;

- буксировочной штанги («выстрел») длиной 5 м с оттяжками из капронового фала;

- буксировочного кабеля излучателя спаркера и приемной сейсмокосы.

Позиционирование каждой сейсмоакустической трассы, записываемой профилографом с электроискровым источником во время съемки по галсу, обеспечивалось с помощью спутниковой навигационной системы GPS «Trimble» NT300D. Антенна GPS крепилась на мостике над входом в Лабораторию судна.

Параметры регистрации. Перед началом работ проводилась настройка аппаратуры сейсмической съемки. Были выполнены настроечные записи НСП, по которым установили следующие параметры регистрации для глубин более 500 м:

- мощность излучателя не менее 600 Дж при  $C = 50$  Мкф;

- диапазон частот 100 – 1200 Гц;

- период излучения 1.5 сек;

- усиление  $20 \times 100 = 2000$ ;

- время регистрации  $100 \text{ мкс} \times 4000 = 400 \text{ мс}$ ;

- скорость судна 6–8 узлов.

По мере уменьшения глубин параметры регистрации менялись.

Качество полученного материала показано на рис.1.

Интерпретация. В ходе сейморазведочных работ в 2021 г. было выполнено более 800 пог. км профилей НСП. В ходе последующей обработки и интерпретации получены качественные сейсмические разрезы НСП, показывающие разнообразные седиментационные и эрозионные формы рельефа дна.

Сейсмоакустические исследования с различным разрешением по вертикали, проведенные в ялтинском секторе крымской материковой окраины Черноморской впадины, позволили выявить строение верхней части осадочного разреза на глубину до 300 м. В результате сеймостратиграфического анализа здесь выделена серия сейсмических косослоистых комплексов, отвечающих разным уровням стояния Черного

моря. Изученные отложения косослоистых комплексов отвечают разным уровням стояния Черного моря. В возрастном отношении эти отложения представлены новочерноморским и древнечерноморским (голоценовым Q<sub>ju</sub>), новозвксинским (верхнеплейстоценовым Q<sub>in</sub>) горизонтами, а также неразделенным средне- и нижнеплейстоценовым (Q<sub>I-II</sub>) горизонтом.

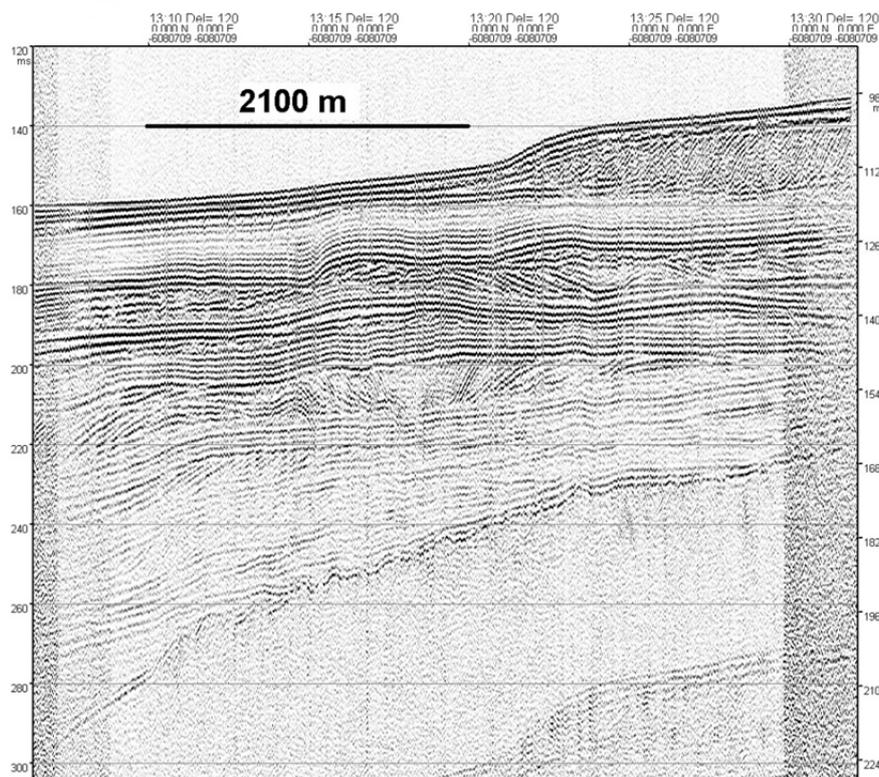


Рисунок. Сейсмоакустический разрез в районе Алупки, иллюстрирующий качество материала и сеймостратиграфические особенности района исследования.

#### Результаты.

1. В результате экспедиционных работ сейсмоакустического отряда ИО РАН в 2021 г. было выполнено более 800 пог. км. сейсмических профилей НСП.

2. Оработана методика проведения сейсмических исследований с источником типа «спаркер» в условиях Черноморского шельфа и континентального склона.

3. Выявлены эрозионные и седиментационные формы рельефа дна и

плиоцен-четвертичных образований, включая авандельтовые образования палеорек.

4. Установлена связь между рельефом дна и глубинным строением осадочного чехла, выявлены источники сноса и пути транзита осадочного материала и т.д.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.В., Коротаев В.Н., Мысливец В.И., Поротов А.В., Пронин А.А., Римский-Корсаков Н.А., Тихонова Н.Ф. Геофизические и гидрографические изыскания на восточном шельфе полуострова Крым (Феодосия-Керчь-Анапа) // *Океанологические исследования*. 2018. Т. 46. № 1. С. 82–101.
2. Соловьева Н.А., Сорокин В.М. Генетическая типизация позднечетвертичных осадков восточной окраины Черного моря // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1993. № 2. С. 45–54.
3. Сорокин В.М., Куприн П.Н. О характере подъема уровня Черного моря в голоцене // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2007. № 5. С. 40–46.
4. Старовойтов А.В. Структура плиоцен-четвертичных отложений и гравитационные процессы на континентальном склоне и подножии в Черном море: Автореф. канд. дис. 1985.
5. Degens E.T., Ross D.A. The Black Sea – geology, chemistry and biology // *Amer. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 1974. V. 20.
6. Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black seas. Pt 2: Black Sea // *Intergovernmental Oceanographic Com. Technical ser. UNESCO*, 1997. V. 48.
7. Wynn R.B., Stow D.A.V. Classification and characterisation of deep-water sediment waves // *Marine Geology*. 2002. V. 192. P. 7–21.

The purpose of the above studies is to obtain high-quality seismoacoustic profiles within the Crimean shelf polygons to address the issues of stratigraphy and lithology of the Pleistocene-Holocene sedimentary complexes of the Black Sea. The purpose of the above studies is to obtain high-quality seismoacoustic profiles within the Crimean shelf polygons to address the issues of stratigraphy and lithology of the Pleistocene-Holocene sedimentary complexes of the Black Sea.

**Никонов А.А., Королева А.О., Флейфель Л.Д.**

(Институт физики Земли РАН, г. Москва, e-mail: nikonov@ifz.ru)

**Сильные землетрясение и цунами в бассейне оз. Имандра (Кольский п-ов) в августе 1728 г.: исследования по разным источникам**

**Nikonov A.A., Koroleva A.O., Fleyfel L.D.**

(Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

**The strong earthquake and tsunami in the basin of the Lake Imandra (Kola Peninsula) in August 1728: research by various sources**

Ключевые слова: Кольский п-ов, оз. Имандра, землетрясение, сейсмонарушения, цунами, 1728 г., сейсмическая опасность.

В статье представлены впервые обнаруженные сведения о сильном землетрясении и цунами 1728 г. в бассейне оз. Имандра на Кольском полуострове на основе дневника Делиля де ла Кроера, лопарских преданий и по геологическим материалам на восточном берегу оз. Екостровская Имандра. Материалы по цунами в этом районе в недавнее историческое время излагаются впервые и меняют все существующие до сих пор оценки опасности разрушительных явлений в плотно освоенной с объектами особой ответственности районе Кольского п-ова.

Землетрясение 1728 г. только один раз включалось в каталог в книге [1], но кроме года события ни одной характеристики там не оказалось. Для сейсмологов, следовательно, события не существовало. А цунами – тем более. К настоящему времени, по опыту многих исследователей в регионе, сеймотектоника, сильные землетрясения и следовавшие сильные цунами составляют целый раздел о мощных, многократных, хотя и предельно кратковременных составляющих геологической истории и палеогеографии поздне- и послеледниковья, и на Кольском полуострове, и в Фенноскандии в целом.

Наше комплексное исследование состояло из 3-х этапов с разными подходами и исходными материалами, ранее не использовавшимися. На 1-м этапе впервые опубликована выдержка из дневника астронома Л. Делиля де ла Кроера о землетрясении 1728 г. на Кольском п-ове, отмеченном в пос. Кола и Кандалакша и проработаны неизвестные ранее сведения [2]. На 2-м этапе, опять-таки впервые, извлечены неизвестные прежде сведения о сильных землетрясении и цунами в нескольких пунктах на берегах Екостровской, Бабинской и Большой Имандры, что позволило параметризовать события в первом приближении [3]. На 3-ем этапе обстоятельно рассмотрены материалы полевых исследований самых низких, 2–2.5 м высотой, озерных террас на восточном берегу оз. Имандра, вблизи г. Апатиты [4]. И в 2021 г. дополнительно изучен на месте один из объектов,

изучавшихся в 60-е годы. Интерпретация всех сведений осуществлена на уровне современных знаний соответствующих процессов, явлений разного рода в области геодинамики, сейсмичности и явлений цунами, и в общем плане, и конкретно в Кольском Заполярье.

Сведения о событии в лопарском предании. «Около Amesjawt (это озеро находится верстах в 5 от р. Куреньга исстари промышлял один старик. Однажды сел в карбас вместе со своей старухой и невесткой. Дело было к ночи. Не успел он еще отъехать от берега, как по всему озеру пошли большие волны — это заходил tschadz-chozen, водяник. Испугалась старуха, закричала: «Беда, опружится (опрокинется) карбас!» Старик взял топор и начал замахиваться им в ту сторону, откуда шли волны. Волнение стало немного тише. Вдруг в воздухе шум сделался. Водяник, как только прилетел леший, скрылся, и озеро стало тихое-тихое. Леший отломал самую верхушку дерева и бросил ее в невод ... Все проспало до полуночи, когда на соседней вараке — Schar-warentsch — гром сделался. Пошли смотреть, что там приключилось. Видят: варака раскололась на две части, посреди дорога образовалась» [5].

Для определения одного из основных показателей силы землетрясения – его интенсивности – в предании сведений недостаточно, поскольку лопари находились сначала на воде. В этих условиях значение имеют явления побочные, малоизвестные даже специалистам-сейсмологам. Здесь их три. 1. Исчезновение рыбы в водоеме и безрезультатность рыбалки на какое-то время перед и во время землетрясения отмечалось в научных работах и ранее, только в связи с сотрясениями  $I \geq VIII$  баллов. 2. Волны столь сильные, что стали угрожать опрокинуть лодку с гребцом, возникают в водоеме при колебаниях на соседней недалекой суше  $I > VII$  баллов. 3. Такой признак, как обламывание веток дерева, в описаниях землетрясений встречаются единично, и в макросейсмических шкалах не отражен. В данном эпизоде этот, вроде бы незначительный, факт указывает на близость лодки при землетрясении к суше, где только и могли расти деревья. Кроме того, обламывание ветвей столько же определяется силой колебаний, сколько и жесткостью удара. Резкие, жесткие толчки это признак близости к эпицентру события. И также в данном случае признак силы события не менее VII–VIII (VIII) баллов. А обнаружение на следующее утро испытавшими вечернее и ночное сотрясения аборигенами на ближней сопке новой щели-раскола заставляет принять значение  $I_0 \sim IX$  баллов.

Аналогичные сведения обнаруживаются в двух других преданиях [3]. Выявление совершенно необычного (в жизни местных лопарей) цунами на трех малых озерах с разносом пунктов на расстояние 40 км (по всей вероятности, в реальности – больше) заставляет принимать с уверенностью его проявление в акватории промежуточного по расположению между Большой Имандрой на севере (1) и Бабинской Имандрой (2) на юго-западе, на озере Екостровская Имандра (3) (рисунок).

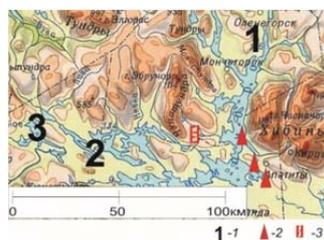


Рисунок. Схема расположения пунктов наблюдений и исследований по землетрясению 1728 г. 1 – места проявления цунами в бассейне оз. Имандра по преданиям лопарей; 2 – места выявленных в разрезах отложений цунами (по материалам [4]) и по наблюдениям авторов (2021 г.); 3 – место известного сейсмораскола (а) и определяемого по преданию (б) нет на карте

Обширные на каждом участке берегов Екостровской Имандры песчаные полосы не могли возникнуть без наличия исходных, подстилающих, песчаных накоплений. Таковыми оказались две крупные, широтного протяжения, погребенные вдоль северного побережья Екостровской Имандры озевые гряды, ныне подводные. Разнос песков произошел по всем берегам, особенно к югу и накопление – на обращенных главным образом к северу берегах. Таковую диспозицию и объемы накоплений могло создать только сильное цунами, но не обычное при ветрах волнение.

Материалы по исследованию строения низкой террасы на восточном берегу оз. Екостровская Имандра и их интерпретация. В книге А.Д. Арманда [4] изложены, в частности, результаты его исследования юго-западного Прихибинья на восточном, низменном побережье оз. Имандра, на участке губы Белая и Тик-губы вблизи г. Апатиты. В 3-х пунктах, один на входе в губу Белая и два у входа в Тик-губу и в ее кутовой части в разрезах самых низких террас высотой всего около 2-х м, вскрыты совершенно необычные, несомненно, совсем молодые бассейновые накопления с изгибными нарушениями, деформациями, местными разрывами внутри отдельных горизонтов. Факты остались без рассмотрения особенностей стратиграфии и структуры приповерхностного комплекса отложений. Автор отметил неясность ряда вопросов и вывел суждения о природе особенностей согласно существовавшим тогда общим представлениям о мертвом льде в виде остатков бывшего ледникового покрова. Проверить хроностратиграфию с помощью метода  $^{14}\text{C}$  в то время было невозможно. О сильных землетрясениях и цунами в районе даже мыслей не возникало при неразработанности такого рода знаний в регионе.

Важнейшее, что следует из собранных А.Д. Армандом материалов по участку, следующее: 1) толщина отложений приповерхностная и по возрасту может быть (несет признаки) молодой, переотложенной мощным водным потоком взвеси; 2) возраст деформаций в приповерхностных отложениях вовсе не обязательно тот же, что и самих отложений; 3) Согласование в ряде

разрезов нарушений, структур импульсного, бокового, воздействия никакими климатическими причинами и следствиями не объясняется.

Важны параллельные результаты исследования обнажений палинологом и специалистом по диатомовым водорослям, независимо обнаружившим бедность микрофоссилиями и их переотложенный характер. Предложенное отнесение сохранившейся пыльцы за счет ветрового переноса принято быть не может, поскольку суглинки и пески по всем признакам бассейновые, молодые, и к тому же засорены переотложенной третичной пылью.

Конкретные факты будут представлены на докладе. Ниже один пример.

Тик-губа. СВ берег. Разрез у выхода в открытое пространство озера Имандра, вытянут в направлении с ЮЮЗ на ССВ. Полого-выпуклая поверхность длиной 30 м, с максимальной высотой над озером ~2.7 м, и на его уровне по краям, в средней и в ЮЗ частях, вскрыта двумя расчистками (1380а и 1380б) и одним шурфом (№ 403). В шурфе на южном конце профиля, на глубине 0.7–0.0 м, вскрыты внизу, с ровной верхней границей, морена, а над ней суглинки, со многими разного размера и контуров, включения песков. Основное включение толщиной ~0.4 м и длиной ~0.1 м, с извилистыми краями, насыщено мелкими, в основном овальными с субгоризонтальной вытянутостью, включениями суглинков. Контурные и граничные включений отчетливо отражают смешение, взаимопроникновение отдельных тел материала суглинистого и песчаного (1) и поступление его в сильном, близ горизонтальной направленности, потоке с ЮЮЗ на ССВ, т.е. от срединной части протяжения Тик-губы в сторону матерого берега (2). Тут, внутри разреза, не выделяется последовательное накопление слоев, а зафиксирован единовременный перенос с перемешиванием влекомого в водной среде минерального материала по горизонтали – к берегу. Поверх этого горизонта по горизонтальной границе в нормальном виде залегают суглинков, отложившийся уже в нормальных условиях.

В расчистке 1380б, на вершинной части обнажения пески срезаны разрывом со сплошной тонкой полосой песка среднезернистого среди крупнозернистого. Пропласток-разрыв наклонен к СВ под углом 25–30°, т.е. обратно относительно общего наклона толщи, на всем участке. Это явный импульсный надвиг во время, близкое к завершению накопления толщи, возникший в результате сильного бокового геодинамического толчка со стороны устьевой части долины р. Малая Белая. Соотнесение такого новообразования с таянием мертвого льда не оправдано, ибо воздействие, безусловно, было боковым, а не за счет действия силы тяжести. Объяснение одно – сильное землетрясение.

Сравнение с опорным разрезом на озере Тик озеро вблизи г. Апатиты.

Правомерность заключения о генезисе рассматриваемых, самых молодых, отложений в Тик-губе и в устье р. Белой за счет внезапного стремительного потока и деформации их вследствие боковых геодинамических воздействий подкрепляется в публикации местных

специалистов с подробной, разносторонней характеристикой разреза донных отложений оз. Тикозеро на том же участке [6]. Внезапная «гидродинамическая активизация», «проявление бурных гидродинамических условий» объясняется возникновением мощного цунами, о чем авторы не писали, но определенно указали на «временное пересыхание или значительное обмеление с последующим обводнением озера и проявлением бурных гидродинамических условий в нем» (стр. 274). Событие датировано временем перед суббореальной фазой, до 4.7 тыс. л.н. Примечательные в тонких прослоях такие признаки как литологические несогласия, наклонная слоистость, темно-серые включения окатшей алеврита в гиттии, резкие, неровные контакты слоев, наконец, присутствие тонкого прослоя алеврита и тонкого песка и ломанных створок диатомей, – все это подтверждает справедливость отнесения «гидродинамической активизации» к воздействию цунами. Наиболее вероятно связывать его с мощным землетрясением на юге Хибин, с датой 5.3 тыс. л.н.  $^{14}\text{C}$ , ~5.8 тыс. л.н. кал.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН по теме НИР № 0144-2019-0010.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука. 1969. 184 с.
2. Никонов А.А., Нечаев С.Ю., Флейфель Л.Д. Землетрясение 1728 года на Кольском полуострове: важнейший результат экспедиции Л. Делиля де ла Кроера // Необычные и экстремальные явления XVIII века / Под ред. С. Ю. Нечаева. Т. 3. Санкт-Петербург: БАН, 2020. С. 37–52.
3. Никонов А.А. Сильное землетрясение и цунами 1728 года в бассейне озера Имандра (по записям преданий лопарей Кольского полуострова) // Необычные и экстремальные явления XVIII века / Под ред. С. Ю. Нечаева. Т. 3. Санкт-Петербург: БАН, 2020. С. 53–73.
4. Арманд А.Д. Развитие рельефа Хибин и Прихибинской низменности. Апатиты, 1964. 244 с.
5. Визе В.Ю. Народный эпос русских лопарей. Материалы // Изв. Арханг. о-ва изучения Русского севера. 1917. № 2. С. 65–73.
6. Колька В.В., Толстобров Д.С., Корсакова О.П. и др. Донные осадки озера Тикозеро: предварительные результаты литологического, микропалеонтологического и хронометрического изучения // Труды 17 Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты. 2020. С. 270–275.

The article for the first time presents information about a strong earthquake and tsunami of 1728 in the basin of Lake Imandra on the Kola Peninsula based on the diary of Delil de la Croer, Lappish legends and geological materials on eastern shore of Lake Ecostrovskaya Imandra. The materials on the tsunami in this area of recent historical time are presented for the first time and are still changing all the dangers of destructive phenomena in the Kola Peninsula region, which is densely mastered with the objects of special responsibility.

**Пискарев А.Л.<sup>1,2</sup>, Ованесян Г.И.<sup>1,2</sup>, Савин В.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, СПб, e-mail: goshovan@yandex.ru; <sup>2</sup>ФГБУ "ВНИИОкеангеология", СПб)

### **Строение фундамента в области замыкания хребта Гаккеля в море Лаптевых**

**Piskarev A.L.<sup>1,2</sup>, Ovanesyan G.I.<sup>1,2</sup>, Savin V.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Saint-Petersburg State University, St. Petersburg; <sup>2</sup>All-Russian Research Institute of World Ocean Geology and Mineral Resources, St. Petersburg)

### **Basement structure in the junction zone between the Gakkel Ridge and the Laptev Sea**

Ключевые слова: геофизическое моделирование, гравиразведка, сейсморазведка, Арктика, море Лаптевых, хребет Гаккеля, Восточно-Лаптевский горст

Построение 3D модели земной коры позволило проследить общие структуры поднятия фундамента на хребте Гаккеля и на шельфе моря Лаптевых. По результатам моделирования на исследуемой площади выделены различные блоки земной коры, определено положение продолжения Восточно-Лаптевского горста в глубоководной области.

Коренное отличие в строении западной и восточной частей хребта Гаккеля заключается в том, что в западной части рифтовая долина проходит по середине хребта, что характерно для срединно-океанических хребтов. В восточной же части рифтовая долина проходит по юго-западному краю хребта Гаккеля. Дно долины резко расширяется и углубляется в районе структуры, имеющей очертания и, по-видимому, происхождение вулканической кальдеры размером примерно 40x80 км [1]. В то же время, на дне кальдеры прослеживается полоса опущенной на несколько сот метров долины, соответствующей общему простиранию рифта. Сейсмические данные показывают, что борта кальдеры, так же, как и дно, не перекрыты осадками и, очевидно, являются молодыми вулканическими постройками. К югу от кальдеры строение рифтовой долины коренным образом изменяется. Под ее основанием залегает многокилометровая толща осадочных пород. При подходе к континентальному склону под рифтовой долиной прослеживается многокилометровая толща осадочных пород, содержащих значительные по мощности мезозойские отложения. Мезозойские толщи в осадочных породах прослежены на всех сейсмических профилях, выполненных после 2000 года в районе продвижения рифтовой долины на континентальный склон [2].

Задачей построения 3D модели земной коры в области перехода от Евразийского бассейна к шельфу моря Лаптевых было прослеживание структур, соединяющих поднятие фундамента на хребте Гаккеля с поднятиями фундамента на континентальном склоне и на шельфе моря

Лаптевых. На построенной по результатам моделирования карте мощности земной коры четко выделяются блоки с типично континентальной земной корой мощностью более 30 км. На юго-востоке это Котельнический массив, где общая мощность земной коры в 32–33 км установлена по данным анализа обменных волн землетрясений. На западе повышенная мощность земной коры наблюдается на притаймырском шельфе и вблизи северной границы Сибирской платформы. Вся площадь шельфа в пределах Западно-Лаптевского бассейна характеризуется растянутой утоненной континентальной корой мощностью до 20–22 км. Есть основания полагать, что последняя фаза растяжения происходила в начале третичной эпохи [3].

Схема районирования площади сочленения шельфа моря Лаптевых и юго-восточной области Евразийского бассейна представлена на основе карты глубины фундамента исследуемой области, в высокой степени отражающей латеральную изменчивость строения земной коры акватории (рис. 1).

Вблизи 81°с.ш. рифтовая долина прерывается таким специфическим образованием, как гигантская (80x40 км) кальдера, являющаяся остаточной структурой супервулкана, существовавшего, по-видимому, в этом месте океанического дна в плиоцене. Южнее кальдеры рифтовая долина и пояс землетрясений совпадают уже с отрицательной магнитной аномалией. Это свидетельствует о коренной смене тектонической обстановки, об отсутствии молодого магматизма. Скорее можно предполагать, что соответствующее рифтовой долине опускание затрагивает здесь не только осадочный чехол, но и подстилающий чехол кристаллический фундамент, какую бы природу он в этой области ни имел.

Магнитные аномалии, соответствующие простирацию рифтовой долины, занимают, по данным съемки 2019 г., лишь узкую (шириной менее 100 км) область. На остальной площади съемки преобладают градиентные зоны северо-западного и северо-восточного направлений.

В целом данные гравитационной и магнитной съемок 2019 г. соответствуют тектонической схеме региона, на которой показано, что при приближении к шельфовой зоне моря Лаптевых пояс современной сейсмической активности раздвигается, резко изменяя направление и огибая микроплиту шельфа моря Лаптевых.

Важной тектонической особенностью региона является продолжение шельфового Восточно-Лаптевского горста в глубоководную область. Поднятие фундамента прослеживается на север, пересекает континентальный склон и далее проходит до выраженного в рельефе морского дна хребта Гаккеля, восточнее его современной рифтовой долины. Именно это поднятие представляет большой интерес с точки зрения дополнительного обоснования к Заявке Российской Федерации по Северному Ледовитому океану в Комиссию по границам континентального шельфа.



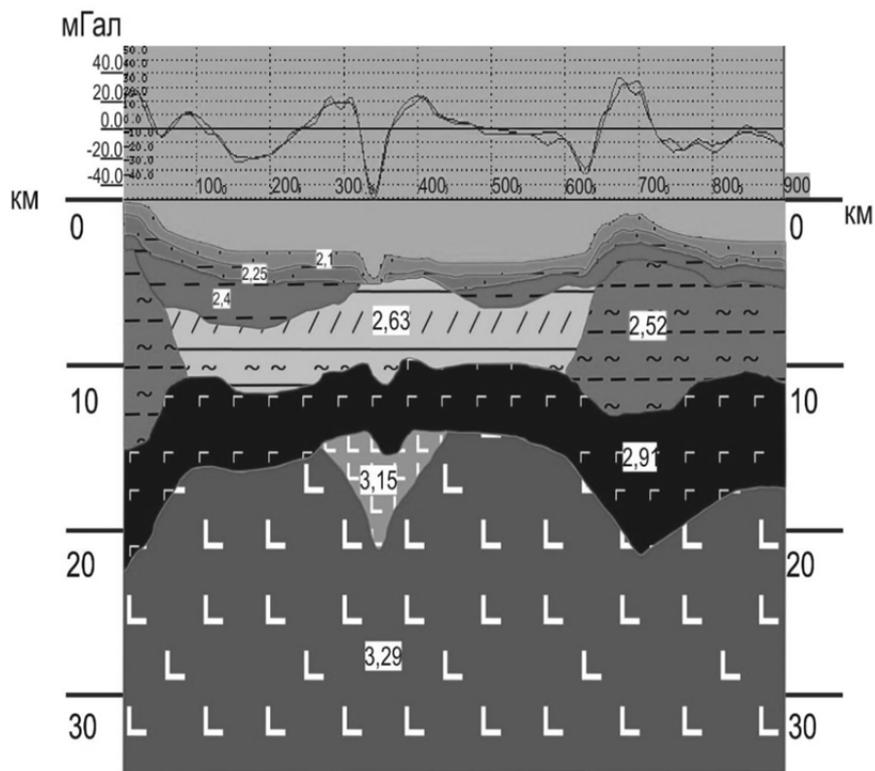


Рис. 2. Разрез через 3D модель земной коры в области сочленения шельфа моря Лаптевых и юго-восточной области Евразийского бассейна. Профиль по линии 2, от шельфа арх. Северная Земля на западе до котловины Подводников на востоке.

Особенностью разреза (рис. 2) является то, что он проходит через кальдеру, располагающуюся на оси рифтовой долины хребта Гаккеля. Глубина кальдеры более 1 км, и связанная с ней отрицательная аномалия силы тяжести достигает 70 мГал. В этом сечении поднятие фундамента к востоку от современной рифтовой долины не имеет аналога к западу от долины. Обращает на себя внимание более, чем 5-километровая мощность осадочного чехла в котловине Нансена. В то же время мощность осадочных толщ в котловине Амундсена, на хребте Ломоносова и в котловине Подводников в восточной части разреза значительно меньше.

Таким образом, исследованиями последних лет установлено, что южнее 81° с.ш. рифтовая долина хребта Гаккеля приобретает характер грабена, развивающегося в многокилометровой толще осадочных пород. Поднятие

фундамента к югу от 81° с. ш. прослеживается от хребта Гаккеля в юго-юго-восточном направлении через континентальный склон до Восточно-Лаптевского горста в шельфовой области.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Geologic structures of the Arctic Basin / Eds. A. Piskarev, V. Poselov, V. Kaminsky. Springer, 2019. 375 p.
2. Пискарев А.Л., Аветисов Г.П., Киреев А.А., Казанин Г.С., Поселов В.А., Савин В.А., Смирнов О.Е., Элькина Д.В. Строение зоны перехода шельф моря Лаптевых – Евразийский бассейн, Северный Ледовитый океан // Геотектоника. 2018. № 6. С. 3–24.
3. Gaina G., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region – A link to the Eurekan orogeny? // *Arktos J.* 2015. doi:10.1007/s41063-015-0006-8

3D geophysical model allowed tracing common structure features of the basement of the Gakkel Ridge and the Laptev Sea. On the results of modelling different crustal blocks were distinguished in the survey area and the abyssal prolongation of the East-Laptev Horst was located.

**Разницин Ю.Н.**

(Геологический институт РАН, Москва; e-mail: razn46@mail.ru)

**Эксгумация верхнемантийных и нижнекорových пород в Атлантическом океане**

**Raznitsin Yu.N.**

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Exhumation of upper mantle and low crust rocks in the Atlantic Ocean**

Ключевые слова: эксгумация, внутренние океанические комплексы, глубинные срывы, спрединг, перидотиты, серпентиниты, тектоническая расслоенность.

Эксгумация верхнемантийных и нижнекорových пород в Атлантическом океане происходила на протяжении всей его истории, начиная от самых ранних стадий раскрытия и заканчивая современным этапом. Рассматриваются механизмы выведения глубинных пород на морское дно в различных областях Атлантики.

Зона перехода от континента к океану. Граница между континентальной и океанической литосферами, находящаяся к западу от Иберии в районе Галицийской банки, проходит вдоль Перидотитового хребта, сложенного, в основном, милонитизированными перидотитами. Вывод пород верхней мантии на поверхность дна произошел в результате простого сдвига в режиме растяжения континентальной литосферы с образованием протяженного глубинного срыва или поверхности отслаивания (detachment fault или decollement), по которому глубинные образования были выведены в верхние горизонты коры. Сдвиговые деформации имеют синрифтовый возраст 122 млн. лет (баррем), а более поздняя серпентизация и вскрытие мантийных пород произошли перед началом спрединга, которое датируется возрастом в 114 млн. лет (апт) [1].

Юго-западная окраина Иберийского п-ва. Высокий подводный хребет Горриндж, входящий в систему Азоро-Гибралторской зоны разломов, состоит из четырех литопластин габбро-базальтовой коры, надвинутых друг на друга в направлении с юго-востока на северо-запад. Движение пластин происходило по нижележащим серпентинитам, которые по надвигам неоднократно выжимались на поверхность хребта в процессе медленного сжатия коры и литосферы, начавшегося 20 млн. л.н. и продолжающегося вплоть до настоящего времени [2]. Новейшие исследования показали, что обширная область к юго-западу от Иберийского п-ва, включая хребет Горриндж, находится в состоянии интенсивного сжатия, ориентированного в направлении СЗ-ЮВ и связанного с зарождающейся зоной субдукции в районе Гибралтарской островной дуги в условиях тектонической расслоенности океанической литосферы [3].

Внутренние океанические комплексы (ВОК) являются блоками глубинных пород, поднятых вдоль пологих разломных зон, которые выводят на поверхность морского дна медленно-спрединговых хребтов

нижнекоровые и мантийные породы. Понятие ВОК (в англоязычном варианте – «oceanic core complexes» или OCC) прочно вошло в литературу в конце 1990-х гг., хотя о существовании феномена ВОК стало известно задолго до внедрения в мировую геологическую практику этого термина. Характерная для ВОК ассоциация пород была давно описана и исследована в Центральной Атлантике в осевой зоне САХ между 2° ю.ш. и 15° с.ш. на ее пересечении с разломными зонами Зеленого Мыса, Вима, Марафон, Меркурий, Долдрамс, Сьерра-Леоне, Сан-Паулу, Романш, Чейн в экспедициях Геологического института РАН на НИС «Академик Николай Страхов» в 1986–2000 гг.

К настоящему времени в гребневой зоне САХ между 5° ю.ш. и 53° с.ш. выявлено не менее 50 ВОК. Эти комплексы в значительной степени определяют архитектуру медленно-спредингового САХ, составляя не менее 40–50% от длины указанного интервала.

Анализ распределения ВОК в различных морфоструктурах Срединно-Атлантического хребта (САХ) показал, что породы верхней мантии и нижней коры выведены на поверхность морского дна в районах пересечений трансформных разломов с сегментами рифтовой долины, в сегментах рифтовой долины, в зонах ее нетрансформных смещений и в поперечных и медианных хребтах разломных зон. Зона разлома Зеленого мыса, а также районы, расположенные непосредственно к северу и к югу от нее, наглядно демонстрируют это положение.

Внутреннее угловое поднятие в зоне восточного сочленения рифт-разлом Зеленого Мыса характеризуется чешуйчато-надвиговым строением и наличием инвертированного разреза океанической коры и верхней мантии [4, 5]. Перидотиты по полого наклоненной в сторону рифтовой долины мощной (300 м) тектонической зоне выведены в верхнюю часть поднятия. Зона маркируется выходами тектонизированных серпентинитов с жильно-вкрапленной сульфидной минерализацией, массивными халькопирит-сфалерит-марказитовыми рудами и крупной метановой аномалией. В пределах внешнего углового поднятия в районе западного сочленения рифт-разлом габбро и перидотиты выведены в верхнюю часть коры по полого наклоненному на восток, в сторону оси рифтовой долины, разлому. Плоскость разлома, наблюдавшаяся на площади 100 м<sup>2</sup>, представляет собой зеркало скольжения, с рифленой морщинистой поверхностью (corrugate surface), борозды которой параллельны направлению спрединга [6].

Перидотиты и габброиды также принимают участие в строении поперечных хребтов, обрамляющих трансформную долину разлома Зеленого Мыса с севера и юга, встречаясь на любом гипсометрическом уровне, в том числе и в их вершинной части. Породы полосчатого комплекса (габброиды, троктолиты, анортозиты и другие с кумулятивными структурами) развиты в пределах медианного хребта [4].

К северу от западного сочленения рифт-разлом в верхних частях западных и восточных рифтовых гор закартированы обширные поля гарцбургитов, дунитов и верлитов, рассеченные полого наклоненными в сторону рифтовой долины разломами, сопровождающимися тектоническими брекчиями [7], аналогичными серпентинитовым меланжам

офиолитовых зон континентов. Здесь же, в основании западного борта рифтовой долины, драгированы амфиболиты, ассоциирующие с серпентинитами и располагающиеся непосредственно под ними. Такие соотношения характерны для подофиолитовых (базальных) комплексов, образование которых объясняется обдукционными процессами. В этом же районе в водной толще над ультрамафитами зарегистрирована крупная метановая аномалия [8].

В результате детальных исследований рельефа дна массивов ВОК, расположенных в бортах рифтовой долины на 15°45' с.ш., получены, как полагают авторы [9], прямые доказательства существования глубинных срывов или иначе детачментов (detachment faults), по плоскостям которых развиты морщины (conjugate), параллельные направлению спрединга. – поверхностные проявления вывода глубинных пород на морское дно.

В районе 16.5° с.ш. рифтовая долина разделяется нетрансформным смещением с амплитудой ~ 6 км на два сегмента. Детальное картирование дна выявило в этом районе многочисленные conjugate-структуры, ассоциирующие с диабазами, габбро и перидотитами [10].

Южнее разлома Зеленого Мыса в 1993–1994 г.г. НПО «Севморгеология» в районе 14°45' с.ш. было открыто активное гидротермальное поле Логачев, располагающееся в восточном борту рифтовой долины, в краевой части крупного перидотитового массива, площадью около 400 км<sup>2</sup>. По составу вмещающих пород, рудной специфике гидротермальных отложений и по наличию специфических водород-метановых аномалий в водной толще это поле в корне отличается от гидротермальных полей, связанных с базальтами и относится к новому, ранее не описанному типу [11]. Проведенное геологическое картирование массива показало, что перидотиты слагают тектоническую пластину, по обрамлению которой прослеживаются фрагменты политермальных динамометаморфитов, образовавшихся, в основном, за счет габброидов в процессе тектонического становления массива [12]. Серпентинизированные перидотиты и серпентиниты рассеяны пологими надвигами с восточной вергентностью. Именно к этой тектонически расслоенной части массива приурочена крупная метановая аномалия и многочисленные «черные курильщики». При этом сейсмичность в районе оси рифтовой долины практически отсутствует, но концентрируется восточнее, в пределах массива на глубинах 3–5 км под дном [13]. Взбросовые механизмы очагов микроземлетрясений однозначно говорят об условиях сжатия, в которых и реализовалась чешуйчато-надвиговая структура массива.

В статье с говорящим названием «Oceanic detachment faults generate compression in extension» [14] приводятся результаты изучения микроземлетрясений в районе активного детачмента 13°20' с.ш., показавшие очень высокую скорость сейсмической активности (> 240000 событий за 6 месяцев) на отрезке длиной 25 км вдоль оси САХ на глубинах 10 км под дном. Основная часть сейсмических событий на глубинах 3–7 км соответствует взбросам, образовавшимся в условиях сжимающего стресса, тогда как на больших глубинах события отвечают условиям растяжения.

Рассмотренные выше особенности строения и состава внутренних

океанических комплексов в сегменте САХ между 13° и 17° с.ш. в общих чертах свойственны всем остальным, выявленным на сегодня в пределах гребневой части САХ между 5° ю.ш. и 53° с.ш.

Примером древних, миоцен-палеоценовых, внутренних океанических комплексов является хребет Палмер, входящий в систему трога Кинг и расположенный на 43° с.ш. на восточном склоне САХ. Здесь обнаружен почти полный разрез океанической коры: низы разреза сложены габбро, выше располагается «слой» параллельных даек (1.5 км), а верхнюю часть разреза составляют базальты (300 м), перекрытые известняками раннеэоценового возраста. Этот блок «нормальной» океанической коры находится в разительном контрасте с блоком, расположенном всего в 15 км к западу, где почти весь разрез сложен перидотитами и габбро-амфиболитами [15]. Авторы работы пришли к выводу о том, что хребет Палмер образовался как поднятие внутреннего угла в районе пересечения рифтовой долины с трансформным разломом в интервале времени 20–50 млн. л. н. Геологический профиль, приведенный в работе [16], иллюстрирует чешуйчато-надвиговое строение хребта Палмер с элементами тектонического сдвигания разреза.

#### ВЫВОДЫ

1. Эксгумация верхнемантийных и нижнекоровых пород в Атлантическом океане происходила на протяжении всей его истории, начиная от самых ранних стадий раскрытия и заканчивая современным этапом.

2. Растяжение (рифтинг) континентальной литосферы и последующий спрединг обусловили эксгумацию глубинных пород на границе океан-континент в раннем мелу (апт) по модели простого сдвига.

3. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры в хребте Горриндж связана с зарождением зоны субдукции в районе Гибралтарской островной дуги в условиях тектонической расслоенности океанической литосферы.

4. Породы верхней мантии и нижней коры выведены на поверхность дна в районах пересечений трансформных разломов с сегментами рифтовой долины, в самих сегментах рифтовой долины, в зонах ее нетрансформных смещений и в поперечных и медианных хребтах разломных зон.

5. Выведение глубинных пород на поверхность морского дна в осевой части медленно-спредингового САХ происходит по глубинным срывам (detachment faults) в обстановке растяжения в процессе сухого спрединга. Это растяжение компенсируется сжатием и тектоническим становлением на бортах рифтовой долины внутренних океанических комплексов в виде покровных структур.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19–31.
2. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
3. Duarte J.C., Rosas F. M. Terrinha P. et al. Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin // Geology. 2013. V. 41. №

8. P. 839–842.
4. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
5. Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 24–36.
6. Matsumoto T., Kelemen P.B. and MODE'98 Leg 1 shipboard scientific party. Precise geological and geophysical mapping on both sides of the 15°20' N Fracture Zone on the MAR- tectonic extension and its consequent exposure of ultramafic and plutonic rocks along the magma- poor ridge axis (MODE'98 Leg 1 Cruise) // Inter Ridge News. 1998. V. 7. № 2. P. 13–17.
7. Cannat M., Lagabriele Y., Bougault H. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // Tectonophysics. 1997. V. 279 (1–4). P. 193–213.
8. Bougault H., Charlou J.-L., Fouquet Y. et al. Fast and Slow Spreading Ridges: Structure and Hydrothermal Activity, Ultramafic Topographic Highs, and CH4 Output // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № B6. P. 9643–9651.
9. MacLeod C.J., Escartin, J., Banarji D. et al. Direct geological evidence for oceanic detachment faulting: The Mid- Atlantic Ridge, 15°45' N // Geology. 2002. V. 30. № 10. P. 879–882.
10. Smith et al. Development and evolution of detachment faulting along 50 km of the Mid-Atlantic Ridge near 16.5°N // Geochem. Geophys. Geosyst. 2014. V.15. P. 4692–4711.
11. Черкашев Г.А. Гидротермальное сульфидное рудообразование в северной части срединно-океанического хребта Атлантического океана. Автореферат дис. д.г.-м.н. СПб., 2004. 47 с.
12. Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 183–199.
13. Grevemeyer I., Reston T. J, Moeller S. Microseismicity of the Mid-Atlantic Ridge at 7°S–8°15'S and at the Logatchev Massif oceanic core complex at 14°40'N–14°50'N' // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. V. 14. P. 3532–3554.
14. Parnell-Turner R., Sohn R.A., Peirce C. et al. Oceanic detachment faults generate compression in extension // Geology. 2017. V. 45. № 10. P. 923–926.
15. Добрецов Н.А., Зоненшайн Л.П., Казьмин М.И. и др. Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 141–145.
16. Лавров В.М., Бараш М.С. Тектонические фазы в развитии Срединно-Атлантического хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 5–12.

Exhumation of the upper mantle and low crust rocks in the Atlantic Ocean take place over a period of the whole story of his opening beginning from the early stage of expansion and ending with present-day. Reviewed the mechanisms of raising of abyssal rocks to the sea bottom in the diverse provinces of Atlantic.

**Росляков А.Г.<sup>1</sup>, Сорокин В.М.<sup>2</sup>, Зверев А.С.<sup>3</sup>, Ананьев Р.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, <sup>3</sup>ГЕОХИ РАН, г. Москва)

**Рельеф дна и строение четвертичных отложений шельфа  
Черного моря между Анапой и Новороссийском**

**Roslykov A.G.<sup>1</sup>, Sorokin V.M.<sup>2</sup>, Zverev A.S.<sup>3</sup>, Ananiev R.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, <sup>3</sup>Vinogradsky Institute geochemistry RAS, Moscow)

**Bottom relief and structure of quaternary deposits of the Black  
sea shelf between Anapa and Novorossysk**

Ключевые слова: рельеф, четвертичный, оползни, шельф, осадки, Черное море

Изучена роль оползневых процессов в формировании современного рельефа и мощности четвертичных отложений на шельфе Черного моря между Анапой и Новороссийском. В зависимости от расположения выхода оползневых тел и выходов коренных пород описаны особенности рельефа прибрежного и глубокого шельфа, строение, состав отложений и их изменения по площади исследуемой территории.

1. Изучена роль крупномасштабных оползневых проявлений в формировании рельефа и четвертичных отложений шельфа Черного моря в районе заповедника Утриш на полуострове Абрау-Дюрсо между мысами Большой и Малый Утриш. Материал получен с использованием сейсмоакустического профилирования, эхолотирования дна многолучевым эхолотом, ГЛБО, сухопутных и визуальных подводных наблюдений, отбора осадков грунтовыми трубками, дночерпателем и водолазом с последующей лабораторной обработкой.

2. Прилегающий к морю участок низкогорной суши осложнен серией сменяющих друг друга в направлении с северо-запада на юго-восток крупных оползней, продолжающихся на дне моря. Непосредственно в береговой зоне выделяется несколько участков, различающихся по строению и составу отложений.

Территория упомянутых мысов представляет собой дистальную часть оползней, переработанную морем. По соседству с ними берег слагается активными клифами, образованными несортированными делювиально-пролювиально-коллювиальными отложениями, высотой в несколько десятков метров. Пляж практически отсутствует; у подножия клифов находится развал валунно-глыбового материала, вымываемого из тела оползня.

Второй тип представляет собой протяженные выходы в береговой зоне обнажений карбонатно-терригенного флиша мелового возраста. Высота берега возрастает до многих десятков метров. Пляж узок и сложен валунно-

галечным материалом с редкими мелкими глыбами. Характерной чертой является наличие большого числа осыпных конусов выноса, состоящих из щебня пород флиша и размываемых штормовыми волнами в зимнее время. В некоторых местах пачки флиша продолжают под уровень моря в виде гряд.

Третий тип образуется в местах относительно выровненного рельефа между оползнями, где горная местность отступает от берега. В этих местах сформировались лагуны, отчлененные от моря пересыпями или барами высотой до 3–5 м, сложенными валунным материалом с галечным заполнителем.

В местах перехода от второго к третьему участку высота оползневого тела понижается до 10 м и менее и здесь формируется хорошо выраженный, максимально широкий пляж из гальки и мелких валунов.

По данным ГЛБО, НСАП и МЛЭ на подводном береговом склоне (до глубины 40–45 м) выделяются два контрастных участка. Первый участок располагается на продолжении оползней в море и характеризуется чрезвычайно сложным рельефом. В его пределах чередуются мелкомасштабные западины и возвышения с размахом до 20–30 м, являющиеся результатом как неровной исходной поверхности оползней, так и эрозии их дистальных частей. На глубинах 35–45 м наблюдается резкий переход в виде крутого склона к зоне ровного дна. Второй участок расположен на продолжении обнажений флиша на берегу. Он отличается ровным характером дна и постепенным его углублением.

На участках, примыкающих к отложениям флиша, подводный склон представлен бенчем до глубины 15–20 м, на котором в верхней его части лежат валунно-галечные осадки. На остальных участках до глубины 20 м распространены валунные, галечные и глыбовые отложения, являющиеся результатом эрозии оползней.

Изучение проб осадков показало их закономерное изменение от уреза воды по мере увеличения глубин от крупно- и грубо-зернистых осадков до алевритовых и алевритового-глинистых илов на глубинах более 50 м.

В ходе изучения подводного берегового склона в 2019 г. было проведено сейсмоакустическое профилирование акватории методом НСП. Всего было пройдено 19 профилей, длиной 1.5–2.5 км, перпендикулярных береговой линии, и один – параллельный береговой линии протяженностью 7 км.

По характеру волновой картины на сейсмических разрезах выделено два сейсмокомплекса. Верхний комплекс представлен протяженными субгоризонтальными осями синфазности и предположительно соответствует четвертичным отложениям. Нижний характеризуется непротяженными отражениями сложной формы, часто с большими углами наклона. На многих участках, особенно в местах выхода комплекса на дно (с образованием выступов рельефа) волновая картина сменяется на хаотическую, с большим количеством дифрагированных волн. Эти участки

интерпретируются как дезинтегрированные отложения мел-палеогенового флиша.

На профиле, пройденном вдоль берега, четко выделяются участки с разным типом строения верхней части разреза. Напротив лагун наблюдается ровное субгоризонтальное дно и распространение первого сейсмокомплекса в придонной части разреза.

Напротив мысов наблюдается резкое изменение волновой картины и рельефа дна. В рельефе фиксируются выступы с превышением над окружающими участками дна до 36 м, а волновая картина становится хаотической и характеризуется большим количеством дифрагированных волн и боковых отражений (второй сейсмокомплекс). Описанные участки интерпретируются как морские продолжения оползневых массивов, слагающих мысы. На некоторых участках в первом сейсмокомплексе фиксируются отрезки с повышенной амплитудой отражений, экранирующие нижележащий разрез. Такие участки интерпретируются как области повышенной газонасыщенности отложений.

Еще более интересные данные были получены при привлечении результатов сейсмоакустических исследований в более удаленных от берега областях шельфа, включая его внешнюю зону. Оказалось, что на траверзе наиболее крупных оползневых структур суши в верхней части разреза залегают обширные акустически прозрачные тела (рисунок), некоторые из которых простираются до самой бровки шельфа. Мощность этих тел не превосходит 5–6 м, а размеры в плане измеряются километрами. Их поверхность либо выходит на дно, либо перекрыта маломощным слоем осадков (0.1–1 м).

Принципиально важным является вопрос о возрасте Утришских оползней и их подводных продолжений, этапности их развития и вероятности активизации подвижек оползневых блоков в будущем, в том числе – ближайшем. Это тем более актуально, что есть явные геолого-геоморфологические признаки, указывающие, что последние крупные смещения происходили в совсем недавнем геологическом прошлом (в позднем голоцене). К главным из таких признаков «молодости» оползней относятся: отсутствие выработанного профиля равновесия подводного берегового склона, огромное количество не переработанное морем грубообломочного материала на пляже и подводном береговом склоне, очень плохая сортировка обломочного материала, большой процент неокатанных обломков, изрезанность береговой линии в плане (с мысами, образованными оползневыми массами).

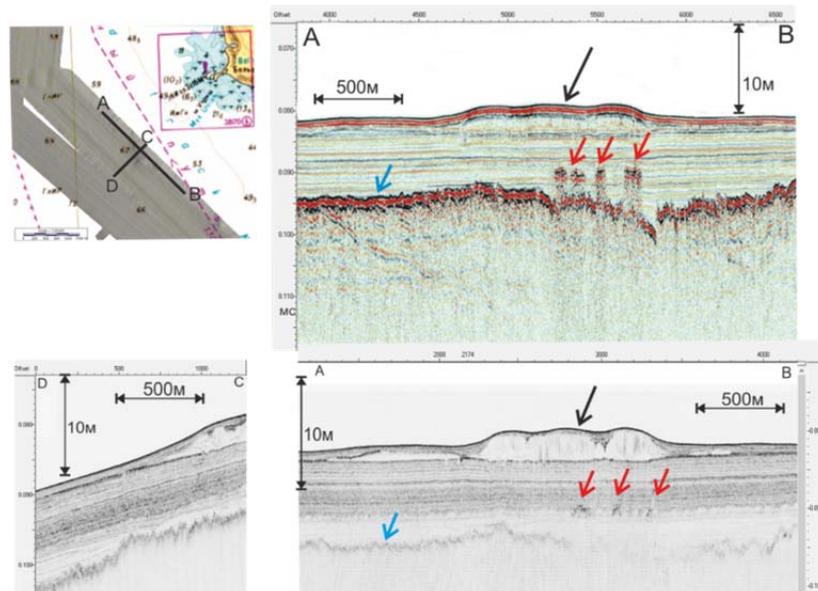


Рисунок. Акустически прозрачное тело (черные стрелки) на траверзе м. Большой Утриш. Вверху – на фрагменте профиля с источником «бумер», внизу – с профилографом. Красные стрелки – газонасыщенные отложения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Росляков А.Г., Демонов А.П. Особенности геологического строения шельфа в районе заповедника «Утриш» // Наземные и морские экосистемы полуострова Абрау: история, состояние, охрана. Анапа, 2020. С. 176–184.

The role of landslide processes on the formation of the modern relief and thickness of Quaternary sediments on the shelf of the Black Sea between Anapa and Novorossiysk is studied. Depending on the disposition of the exit of landslide bodies and outcrops of bedrock, the features of the relief of the coastal and deep shelf, the structure, composition of sediments and their changes over the area of the studied area are described.

**Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А.**  
(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: dasha\_0292r@mail.ru)

**Строение тектоносферы Фолклендского плато и банки Мориса Юинга по геофизическим данным**

**Ryzhova D.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P., Bulychev A.A.**  
(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**The structure of the tectonosphere the Falkland Plateau and the Maurice Ewing Bank by geophysical data**

Ключевые слова: южная часть Атлантического океана, потенциальные поля, земная кора, Фолклендское плато

Фолклендское плато и банка Мориса Юинга располагаются в южной части Атлантического океана с Южноамериканской континентальной окраины. Тектоническое происхождение и строение литосферы исследуемых структур остается дискуссионным. Выполнен анализ потенциальных полей и плотностное моделирование Фолклендского плато с целью выявления особенностей строения.

Фолклендское плато представляет собой подводный выступ с Южноамериканской континентальной окраины, который простирается примерно на 1800 км к востоку от Фолклендских островов (рисунок). Морское дно плавно наклоняется на восток от Фолклендских островов, после чего Фолклендское плато приобретает довольно ровное дно на средней глубине 2600 м. Дальше на восток находится возвышенная морфоструктура, банка Мориса Юинга, со слегка закругленной вершиной на высоте менее 1500 м.

Представление о тектоническом строении Фолклендского плато и банки Мориса Юинга до сих пор остается предметом дискуссии. В реконструкциях плит Фолклендское плато рассматривалось по-разному:

- 1) как жесткая часть Южноамериканской плиты с ее современной протяженностью в юрский период [1];
- 2) как состоящая из растянутой континентальной коры с меньшей протяженностью бассейна Фолклендского плато в юрский период [2, 3]
- 3) как продукт независимых движений между различными небольшими плитами и континентальными блоками во время распада Гондваны, подразумевающего наличие океанической коры под бассейном Фолклендского плато [4].

Бассейн Фолклендского плато состоит из океанической коры толщиной до 20 км, которая ограничена на востоке континентальным фрагментом - банкой Мориса Юинга. В уточненной геодинамической модели рифтинг начался между Фолклендскими островами и берегом Мориса Юинга в ~178 млн. лет и прекратился примерно в ~154 млн. лет [5].

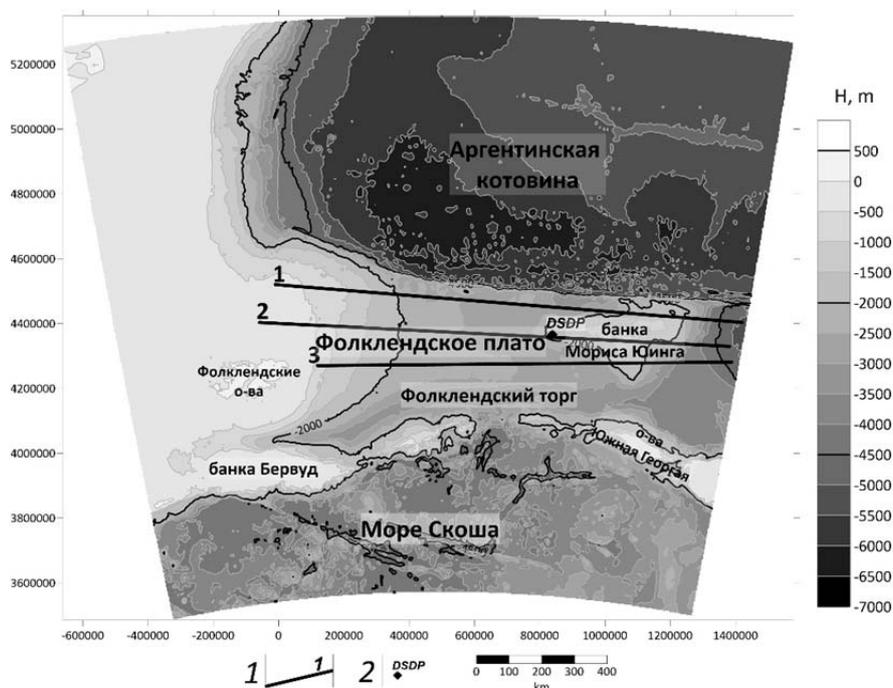


Рисунок. Карта рельефа Фолклендского плато и банки Мориса Юинга. Сечение изолиний 500 м. 1 – расположение профилей плотностного моделирования, 2 – местоположение скважины.

На Фолклендском плато, магнитные аномалии ослаблены и образуют магнитную спокойную зону, за исключением банки Мориса Юинга, где аномалии довольно высокой амплитуды и могут быть связаны с разломом блоков или интрузивными вулканами [6]. На Фолклендском плато в целом наблюдаются положительные аномалии гравитационного поля в свободном воздухе, со значениями, превышающими 75 мГал над банкой Мориса Юинга.

Разрез тектоносферы представлен в моделях пятью основными слоями до глубины 100 км, гравитационный эффект от которых, исходя из анализа структуры гравитационного поля, имеет разные частотную и амплитудную характеристики: водный слой с плотностью  $1.03 \text{ г/см}^3$ , осадочный слой с постоянной плотностью  $2.10 \text{ г/см}^3$ , плотность в коровом слое меняется от  $2.72 \text{ г/см}^3$  до  $2.89 \text{ г/см}^3$ , слой консолидированной мантии также имеет переменную плотность  $3.27\text{--}3.31 \text{ г/см}^3$ , а в астеносферном слое плотности варьируют  $3.25\text{--}3.29 \text{ г/см}^3$ . Минимальное расхождение в результате подбора не превышало  $\pm 5 \text{ мГал}$  [7].

Все профили пересекают Фолклендское плато, Фолклендский бассейн и

банку Мориса Юинга, выходя в котловину Георгия. Котловина имеет океаническую кору. На всех интерпретационных профилях под исследуемыми структурами наблюдается кора, сложенная двумя слоями. Верхний слой с плотностью  $2.70 \text{ г/см}^3$ , а под ним располагается слой с плотностью  $2.74\text{--}2.82 \text{ г/см}^3$ . Мощность земной коры под Фолклендским плато увеличивается с севера на юг и изменяется в пределах 30 – 33 км, а под банкой Мориса Юинга варьирует от 25 км до 28 км.

На основании геолого-геофизических данных и двумерного плотностного моделирования можно сделать вывод о том, что Фолклендское плато и банка Мориса Юинга имеют сложное и схожее строение коры и литосферы. Банка Мориса Юинга представляет собой раздробленный блок континентальной коры, пронизанный интрузиями.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Eagles G., Vaughan A.P.M. Gondwana breakup and plate kinematics: business as usual // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. L10302. <https://doi.org/10.1029/2009GL037552>.
2. König M., Jokat W. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea // *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*. 2006. V. 111. P. 1–28. <https://doi.org/10.1029/2006JB004035>.
3. Torsvik T.H., Rouse S., Smethurst M.A. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin // *Geophysical Journal International*. 2010. V. 183. P. 29–34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04728.x>.
4. Storey B.C., Kyle P.R. An active mantle mechanism for Gondwana breakup // *South African Journal of Geology*. 1997. V. 100. P. 283–290.
5. Schimschal C.M., Jokat W. The Falkland Plateau in the context of Gondwana breakup // *Gondwana Research*. 2019. V. 68. P. 108–115. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.11.011>
6. Шрейдер А.А., Мазо Е.Л., Бульчев А.А., Шрейдер Ал.А., Гилод Д.А., Куликова М.П. Структура литосферы Фолклендского бассейна // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 5. С. 920–929.
7. Чепиго Л.С. GravInv2D: Программное обеспечение для двумерного плотностного моделирования. Свидетельство о регистрации прав на ПО. 2019. №2019662512

The Falkland Plateau and the Maurice Ewing Bank are located in the southern part of the Atlantic Ocean from the South American continental margin. The tectonic origin and structure of the lithosphere the studied structures remains debatable. The analysis of potential fields and density modeling of the Falkland Plateau was performed in order to identify the structural features.

**Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А.**  
(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: dasha\_0292r@mail.ru)

**Структурный анализ поднятий Айлос Оркадас и Метеор по геофизическим данным**

**Ryzhova D.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P., Bulychev A.A.**  
(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Structural analysis of the Islas Orcadas and Meteor Rises by geophysical data**

Ключевые слова: южная часть Атлантического океана, потенциальные поля, земная кора, поднятия Айлос Оркадас и Метеор

Поднятия Айлос Оркадас и Метеор располагаются в южной части Атлантического океана к западу и к востоку примерно на одинаковом расстоянии от южного сегмента Срединно-Атлантического хребта. Ряд исследователей предполагают их однотипное происхождение. Выполнен анализ потенциальных полей и плотностное моделирование поднятий с целью выявления особенностей их строения.

Исследуемые поднятия Айлос Оркадас и Метеор, расположенные в южной части Атлантического океана являются сопряженными асейсмическими хребтами, образованными в позднем меловом периоде – раннем палеоцене в результате формирования нового спредингового хребта (южный сегмент Срединно-Атлантического хребта) на старой океанической литосфере [1]. Поднятие Айлос Оркадас расположено в западной части от Срединно-Атлантического хребта между  $30^{\circ}$  и  $21^{\circ}$  з.д., а поднятие Метеор – в восточной, между  $3^{\circ}$  и  $12^{\circ}$  в.д. В северной части поднятия соединяются с Агульяс-Фолклендским трансформным разломом [2, 3].

Поднятия Айлос Оркадас и Метеор в аномальном гравитационном поле в свободном воздухе характеризуются положительными значениями до 50 мГал [4]. Южное окончание поднятия Метеор оконтурено поясом интенсивных отрицательных аномалий до 50 мГал, а также интенсивными положительными аномалиями до 170 мГал, которые характеризуются структурами подводных вулканических гор. Поднятие Айлос Оркадас также имеет интенсивные положительные аномалии в южной части до 150 мГал. В гравитационном поле в редукции Буге эти поднятия выделяются аномалиями, значения которых варьируют в пределах 220–430 мГал.

В магнитном поле данные структуры выделяются разнознаковыми аномалиями, которые в южной части имеют хаотичное направление. В западной части от поднятия Айлос Оркадас и в восточной от поднятия Метеор аномалии имеют интенсивные положительные значения до 300 нТл. Это может говорить о том, что данные участки коры имеют одно происхождение. С восточной стороны поднятия Айлос Оркадас и западной

поднятия Метеор интенсивность аномалий имеет в основном отрицательный знак и варьирует от  $-140$  нТл до  $140$  нТл. Данными аномалиями характеризуются области спредингового хребта САХ.

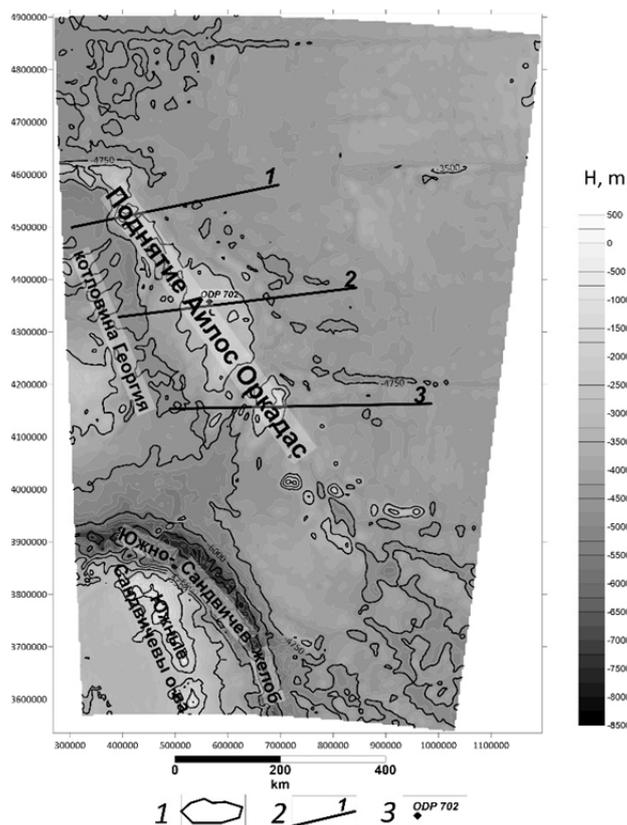


Рис. 1. Карта рельефа поднятия Айлос Оркадас. Сечение изолиний 250 м. 1 – границы поднятий, 2 – расположение профилей плотностного моделирования, 3 – местоположение скважин.

Разрез тектоносферы представлен в моделях пятью основными слоями до глубины 100 км, гравитационный эффект от которых, исходя из анализа структуры гравитационного поля, имеет разные частотную и амплитудную характеристики: водный слой с плотностью  $1.03 \text{ г/см}^3$ , осадочный слой с постоянной плотностью  $2.10 \text{ г/см}^3$ , плотность в коровом слое меняется от  $2.72 \text{ г/см}^3$  до  $2.89 \text{ г/см}^3$ , слой консолидированной мантии также имеет переменную плотность  $3.25\text{--}3.27 \text{ г/см}^3$ , а в астеносферном слое плотности варьируют  $3.20\text{--}3.22 \text{ г/см}^3$ . Минимальное расхождение в результате подбора

не превышало  $\pm 3$  мГал [5].

Все профили пересекают котловины (котловину Георгия, вблизи поднятия Айлос Оркадас, и котловину Агульяс, вблизи поднятия Метеор) и исследуемые поднятия. Обе котловины имеют океаническую кору. Мощность земной коры под котловиной Георгия составляет  $\sim 15$  км, а плотности варьируют  $2.78\text{--}2.89$  г/см<sup>3</sup>. Под котловиной Агульяс мощность варьирует от 13 км до 15 км, плотность меняется от  $2.78$  г/см<sup>3</sup> до  $2.88$  г/см<sup>3</sup>.

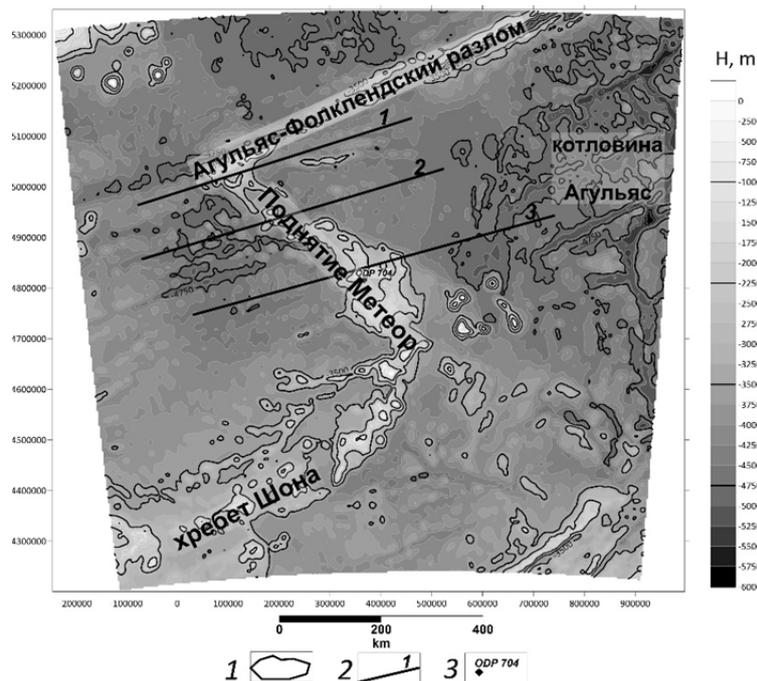


Рис. 2. Карта рельефа поднятия Метеор. Сечение изолиний 250 м. 1 – границы поднятий, 2 – расположение профилей плотностного моделирования, 3 – местоположение скважин.

Первый профиль проходит через северную часть структур вблизи Агульяс-Фолклендского трансформного разлома, протяженность которого  $\sim 400$  км над поднятием Айлос Оркадас и  $\sim 550$  км через поднятие Метеор. Плотности под поднятием Айлос Оркадас меняются в пределах от  $2.72$  г/см<sup>3</sup> до  $2.83$  г/см<sup>3</sup> со стороны котловины Георгия. Мощность земной коры  $\sim 20$  км в центральной части поднятия. Поднятие Метеор имеет более пологий «корень», мощность которого варьирует от  $\sim 14$  км до  $\sim 18$  км. С восточной стороны мощность коры плавно уменьшается, переходя в котловину Агульяс. Плотности варьируют от  $2.76$  г/см<sup>3</sup>, достигая  $2.85$  г/см<sup>3</sup> в зонах

перехода к котловине и приосевой области САХ.

Через центральную часть проходит профиль два протяженностью ~500 км над поднятием Айлос Оркадас и ~600 км над поднятием Метеор. Мощность коры под поднятиями не меняется и составляет ~20 км. «Корень» поднятия Айлос Оркадас не сильно углублен в мантию, по сравнению с поднятием Метеор. Значения плотности земной коры поднятий варьирует от 2.74 г/см<sup>3</sup> до 2.82 г/см<sup>3</sup>. Данные структуры схожи при плотностном моделировании и в потенциальных полях.

Третий профиль проходит в самой южной части поднятий, также пересекает котловины и поднятия. Протяженность профиля над поднятием Айлос Оркадас составляет ~ 500 км, а над поднятием Метеор ~ 700 км. Мощность земной коры составляет ~18 км, а значения плотности меняются 2.72–2.86 г/см<sup>3</sup>.

На основании геолого-геофизических данных и двумерного плотностного моделирования можно сделать вывод о том, что поднятия Айлос Оркадас и Метеор имеют схожее строение коры и литосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Russian Journal of Earth Sciences. 1999. № 5. С. 423–443.
2. Raymond C.A., LaBrecque J.L. Geophysical signatures of the Agulhas fracture zone ridge and Meteor Rise, Indo-Atlantic basin. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 11. P. 27–33.
3. Raymond C.A., LaBrecque J.L., Kristoffersen Y. Islas Orcadas Rise and Meteor Rise: the tectonic and depositional history of two aseismic plateaus from sites 702, 703, and 704 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991. V. 114. P. 5–22.
4. Sandwell D.T., Müller R. D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67ю doi: 10.1126/science.1258213.
5. Чепиго Л.С. GravInv2D: Программное обеспечение для двумерного плотностного моделирования. Свидетельство о регистрации прав на ПО. 2019. №2019662512

The Islas Orcadas and Meteor Rises are located in the southern part of the Atlantic Ocean to the west and to the east at approximately the same distance from the southern segment of the Mid-Atlantic Ridge. A number of researchers suggest their similar origin. The analysis of potential fields and density modeling of rises is carried out in order to identify the features of their structure.

**Сергеева В.М.<sup>1</sup>, Лейченко Г.Л.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, e-mail: wanda@list.ru; <sup>2</sup>Санкт-Петербургский Государственный Университет, г. Санкт-Петербург)

### **Формирование центральной части Юго-Восточного**

### **Индийского хребта в палеоцене – эоцене**

**Sergeeva V.M.<sup>1</sup>, Leitchenkov G.L.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Academician I.S. GRAMBERG All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, St. Petersburg; <sup>2</sup>Saint Petersburg State University, St. Petersburg)

### **Formation of the central part of the South-East Indian Ridge in the Paleocene–Eocene**

Ключевые слова: Индийский океан, Австрало-Антарктический дискордант, спрединг океана, палеореконструкция, тектоника

В работе рассматриваются процессы образования океанического пространства между Австралией и Антарктидой, происходившие в палеоцене – эоцене. Основное внимание исследования сфокусировано на формировании центрального сегмента (132–139° в.д.) юго-восточной части Индоокеанского хребта.

Разделение Австрало-Антарктического континента и образование океана произошло в результате развития двух встречных осей спрединга – из Индийского и Тихого океанов. Океаническое пространство между Австралией и Антарктидой можно разделить на три сегмента (рисунок): западный (115–132° в.д.), центральный (132–139° в.д.) и восточный (139–150° в.д.)

В западном сегменте ранний спрединг вдоль Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ) начался в позднем мелу (около 85 млн. л. н.) со стороны Индийского океана. Пропагация Индоокеанской ветви спрединга имела субширотное направление (с запада на восток) при ультрамедленных скоростях раскрытия океана. Ранний этап формирования ЮВИХ был продолжительным (85–40 млн. л. н.) и нестабильным. 68–61 млн. л. н. спрединг океана в ЮВИХ остановился или был чрезвычайно медленным, на что указывает слияние 27у – 31о магнитных аномалий вдоль западного сегмента австралийской и антарктической сопряженных континентальных окраин [1]. После 18о магнитной аномалии (40 млн. л. н.) между Австралией и Антарктидой устанавливается стабильный режим спрединга со средней скоростью аккреции океанической коры 3.5 см/г.

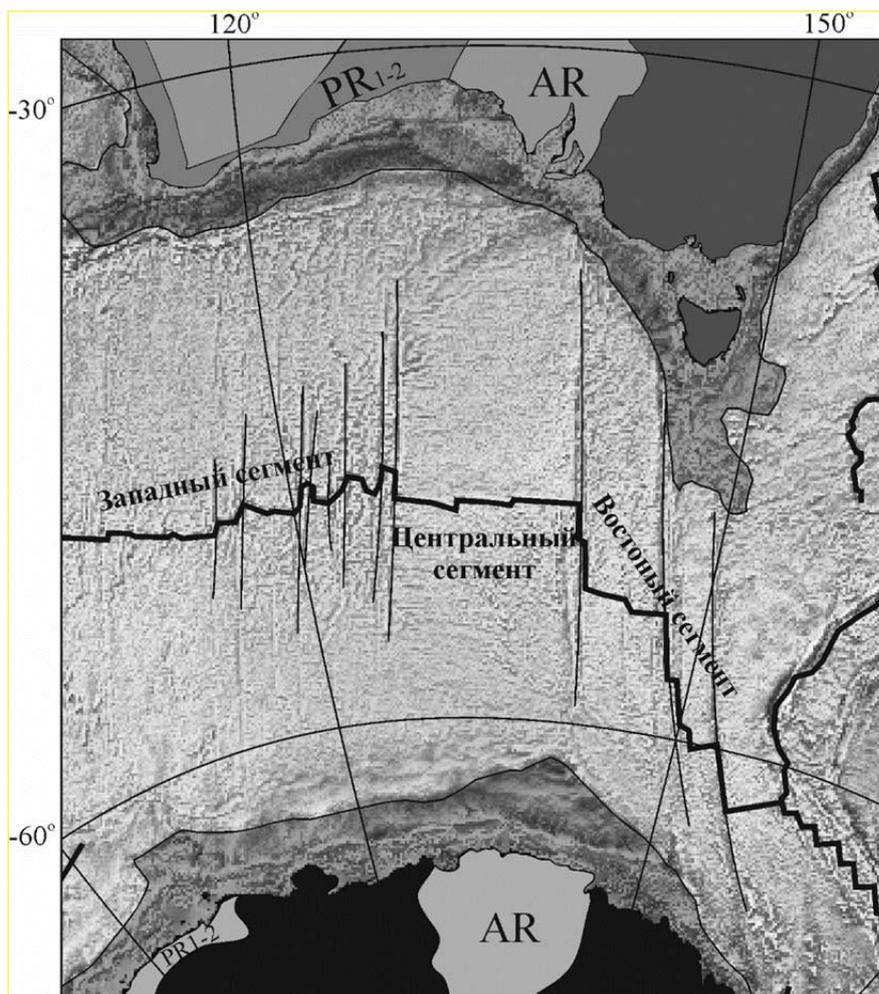


Рисунок. Сегменты Юго-Восточного Индийского хребта

На востоке пропация тихоокеанской ветви спрединга имела СЗ направление. Разделение континента произошло между Тасманией (со стороны Австралии) и Землей Адели – Землей Георга V (со стороны Антарктиды). В результате перескока оси континентального рифтинга около 67 млн. л. н. к западу от Тасмании заложилась сдвиговая зона, а на антарктической окраине обособился блок Адели, сложенный утоненной континентальной корой [2, 3]. В лютете, 44 млн. л. н., между Тасманией и Антарктидой начался спрединг и формирование океанической коры в трансензионном режиме [4].

Развитие центрального сегмента ЮВИХ происходило в условиях взаимодействия и соединения встречных Индоокеанской и Тихоокеанской ветвей спрединга. Отсутствие надежно прослеживаемых магнитных аномалий вдоль обеих сопряженных континентальных окраин затрудняет изучение центрального сегмента ЮВИХ. История формирования центрального сегмента ЮВИХ, вероятно, началась около 68 млн. л. н., на что указывают остановка спрединга в западном сегменте [1, 5] и перескоки осей континентального рифтинга на востоке между Землей Адели и Тасманией [3, 6]. Окончательное разделение Австралии и Антарктиды между 132 и 139° в.д. произошло 40 млн. л. н., что следует из наблюдаемой повсеместно 180 магнитной аномалии.

В настоящей работе предлагается сценарий раннего формирования центрального сегмента ЮВИХ на основе палеореконокструкций и его возможная связь с возникновением Австрало-Антарктического дискорданта.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tikku A.A., Cande S.C. The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrons? // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. B1. P. 661–677.
2. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // *Геотектоника*. 2014. № 1. С. 8–28.
3. Сергеева В.М., Лейченков Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Экспериментальное моделирование условий формирования континентальных блоков Тасмания и Адели на ранней стадии разделения Австралийско-Антарктического палеоконтинента // *Геотектоника*. 2020. № 6. С. 25–38.
4. Norvick M.S., Smith M.A. Mapping the plate tectonic reconstruction of southern and southeastern Australia and implications for petroleum systems // *APPEA Journal*. 2001. V. 41. P. 15–35. doi.org/10.1071/AJ00001
5. Дубинин Е.П., Лейченков Г.Л., Грохольский А.Л., Сергеева В.М., Агранов Г.Д. Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // *Физика Земли*. 2019. № 2. С. 76–91.
6. Варова Л.В., Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б. Тектоническое строение континентальной окраины Земли Адели – Земли Георга V и прилегающей абиссальной котловины (Восточная Антарктика) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2011. № 2. С. 69–80.

The study examines the processes of formation of the oceanic crust between Australia and Antarctica, which took place in the Paleocene - Eocene. The main attention of the study is focused on the formation of the central segment (132–139° E) of the southeastern part of the Indian Ocean Ridge.

**Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Чамов Н.П.**

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

**Акустическое осветление осадочного чехла в восточной пассивной части трансформного разлома Кейн**

**Sokolov S.Yu., Dobroliubova K.O., Chamov N.P.**

(Geological institute RAS, Moscow)

**Acoustic Blanking of Sedimentary Cover at the Eastern Passive part of Kane Transform Fault**

Ключевые слова: акустическое осветление, аномалии Буге, пассивные части разломов

Исследования южной части Канарской котловины показали, что в восточной пассивной части трансформных разломов к северу от разлома Кейн содержатся современные деформации верхней части осадочного чехла с появлением его акустического осветления и акустической мутности около возвышенности дна. Эти особенности волнового поля осадков проявлены над локальной депрессией в аномальном поле Буге и могут указывать на наличие флюидов в разрезе, а также на примеси вулканокластики в верхней части разреза. Происхождение флюидов может быть связано либо с процессом серпентинизации пород верхней мантии, выразившемся в ее разуплотнении, либо с вулканической активностью

Южная часть Канарской котловины была исследована в 45-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» [1] маршрутным геофизическим промером. К северу от восточной пассивной части разлома Кейн (рис. 1) на разрезе, полученном высокочастотным профилографом Edgetech 3300 с сигналом типа CHIRP в диапазоне частот от 2 до 6 кГц, было обнаружено акустическое осветление верхней части разреза осадков, а также появление акустической мутности и деформаций (рис. 2). Маршрут экспедиции пересек локальную депрессию в аномалиях Буге (см. рис. 1), которая не совсем типична для Атлантических котловин. Обычно уровень этой редукции гравитационного поля, максимальный в котловинах, без учета дефицита масс осадочного слоя начинает снижаться на удалении 100–150 км от бровки шельфа. В данном случае депрессия аномалии Буге начинается на удалении около 500 км от шельфа, что связано с обширным минимумом поля, связанным с действующей вулканической системой островов Зеленого Мыса. По данным сейсмической томографии [3] этот район характеризуется обширным минимумом вариаций скоростей в области выхода ветви Африканского суперплюма, что также сопровождается разуплотнением пород верхней мантии, выраженным в пониженных значениях аномалий Буге. Другой особенностью этих аномалий в данном районе (см. рис. 1) является их сегментированность за счет субширотного смещения областей с одинаковым уровнем поля.

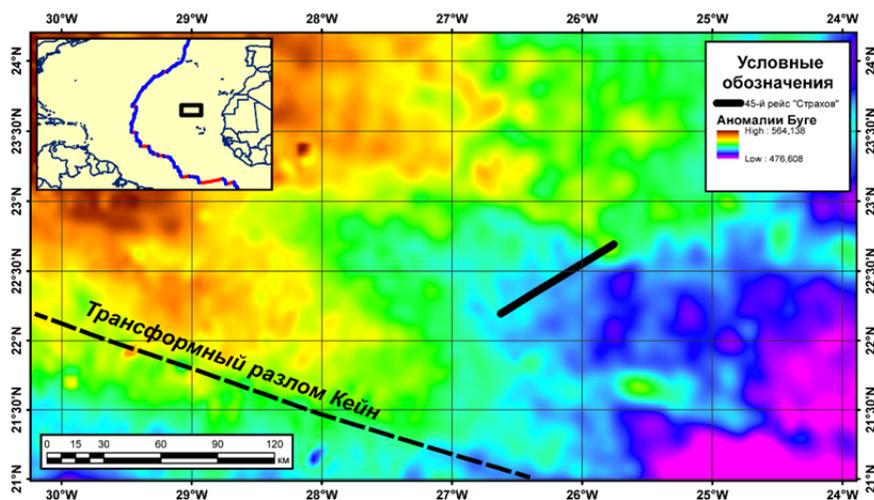


Рис. 1. Положение разреза осадков, полученного в 45-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» и приведенного на рисунке 2, и ось восточной пассивной части трансформного разлома Кейн. В качестве топосновы использованы аномалии Буге [2]. На врезке показано положение основного планшета карты и конфигурация оси САХ.

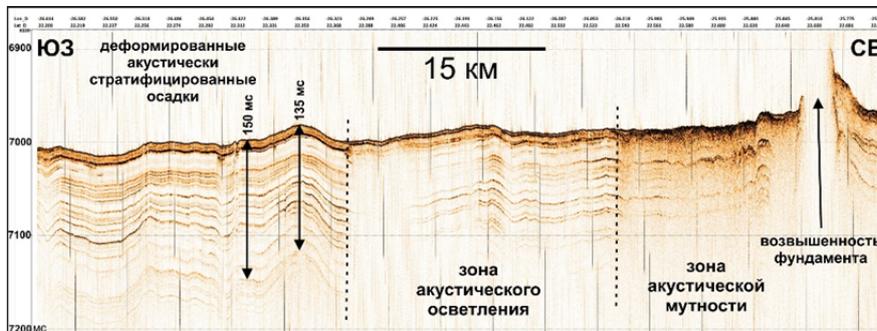


Рис. 2. Фрагмент разреза профилографа EdgeTech 3300, полученного в 45-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов». Положение показано на рис.1.

Вдоль оси Срединно-Атлантического хребта (САХ) к северу от активной части разлома Кейн (см. врезку рис.1) большие субширотные смещения САХ отсутствуют. Характер нарастания и снижения уровня аномалий в зависимости от расстояния до оси САХ (или в зависимости от возраста) в отсутствии сильных смещений САХ также не должен иметь больших смещений. Но в распределении аномалий между 22° и 23° с.ш. (см. рис. 1) наблюдается клин с их пониженным значением, внедряющийся почти на

100 км на запад, и содержащий в области 26° з.д. уровень аномалий, сопоставимый с периферией района вулканической системы о-вов Зеленого Мыса. Могут существовать две причины такой конфигурации аномалий. Первая состоит в наличии локального приповерхностного ответвления от основной ветви суперплюма, недостаточного большого, чтобы быть зафиксированным в данных сейсмотомографии с низким разрешением, и распространение которого на северо-запад определяется сегментацией пространства котловины пассивными частями трансформных разломов [4]. Вторая причина может состоять в развитии процессов серпентинизации в пространстве между пассивными частями разломов [5], при которых происходит снижение плотности мантийных пород. В реальности могут быть реализованы обе причины в той или иной пропорции.

Серпентинизация для своего развития нуждается в системе трещин, по которым идет проникновение воды [6]. Подвижность пространства котловины и реактивацию в ней пассивных частей разломов может обеспечивать ответвление плюма. Кроме того, существует возможность действия дополнительных объемных сил с тангенциальной компонентой [5]. Современное развитие тектонических деформаций подтверждается пликативными и дизъюнктивными деформациями разреза (см. рис. 2). На наличие вертикальных движений также указывает различие мощностей верхних акустически стратифицированных осадков на сводах локальных ундуляций и в депрессиях почти на 10%. Эти деформации являются индикатором тектонических движений в консолидированной части коры и верхней мантии.

В центральной части разреза (см. рис. 2) наблюдается акустическое осветление осадков, наложенное на первичную стратификацию разреза. Это видно по сохраняющейся прослеживаемости тех же горизонтов, которые четко проявлены в юго-западной части разреза. Данный вид волнового поля обычно относится к насыщенности неконсолидированных осадков восходящими флюидами. Поскольку по данным [7] общая мощность осадков, залегающих на базальтовом фундаменте в данном районе, не превышает 1000 м, вероятность происхождения этих флюидов вследствие катагенеза крайне мала даже при завышенных температурных градиентах в районе воздействия плюма. Таким образом, вероятным источником флюидов на разрезе могут быть именно продукты серпентинизации ультраосновных пород [6], которые снижают фоновые значения аномалий Буге (см. рис. 1). Сохраняется возможность их вулканического происхождения, но она маловероятна, поскольку точечные магматические источники сопровождаются сильными локальными минимумами в аномалиях Буге, которых в пределах клина пониженных значений не наблюдается.

В северо-восточной части разреза (см. рис. 2) наблюдается формирование акустической мутности, которая обычно возникает в

глубоководных условиях при появлении вулканокластических примесей к стандартным пелагическим осадкам. Ввиду близости к положению разреза магматической системы о-вов зеленого Мыса и способности обломочных потоков распространяться на многие сотни километров, появление данного вида записи вполне объяснимо. Сильное рассеянное волновое поле также маскирует первичную стратификацию разреза, которая, тем не менее, продолжает проследиваться от юго-западной части разреза. Возвышенность фундамента, показанная в этой части рис. 2, сопровождается локальным максимумом аномалий Буге и, скорее всего, не является новообразованным центром магматизма. Учитывая приподнятый характер осадков в его обрамлении, есть основания предполагать наличие современных вертикальных движений, связанных с реактивацией пассивных частей разломов или с увеличением объема пород при серпентинизации.

Полученные данные требуют дополнительных исследований, которые позволят с большей определенностью проследить причинно-следственный процесс для наблюдаемых явлений в котловинах. В данном районе существуют основания предполагать воздействия плюма, поскольку конфигурация «горячих» аномалий в вариациях скоростей к северу от о-вов зеленого Мыса допускает наличие магматических очагов во внутриплитном пространстве. Но отмеченные деформации выявлены в «холодном» сегменте котловины, рассеченном пассивными частями трансформных разломов к северу от разлома Кейн. Поскольку вдоль пассивных частей возможны сдвиговые смещения [8], активная трещиноватость может способствовать проникновению воды в верхнюю мантию, что в условиях остывшей на удалении от САХ литосферы приводит к процессам серпентинизации с выделением флюида и увеличению объема пород. Это в свою очередь включает механизм вертикальных движений блоков коры. Таким образом, по-прежнему есть возможность для существования обоих механизмов генерации флюидов и возникновения активного тектогенеза в котловинах.

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 РФФИ (проект 18-55-7806), темы ГИН РАН «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами» (государственная регистрация № 0135-2019-0076).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванова Е.В. и др. Комплексные исследования зон трансформных разломов Долдрамс и Вима в 45-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Николай Страхов» // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 488–490.
2. Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // J. Geod. 2012. V. 86. P.

499–520.

3. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophysical Journal International*. 2013. V. 194. № 4. P. 417–449.
4. Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Методы среднемасштабного тектонического картирования глубоководной части океана // *Геотектоника*. 2021. № 2. С. 3–23.
5. Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики // *Труды ГИН РАН*. 2018. Вып. 618. 269 с.
6. Дмитриев Л.В. и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти. // *Российский журнал наук о Земле*. 1999. Т. 1. № 6.
7. Divins D.L. Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas // NOAA. National Geophysical Data Center. Boulder. CO. 2003. (<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>)
8. Соколов С.Ю. Особенности тектоники Срединно-Атлантического хребта по данным корреляции поверхностных параметров с геодинамическим состоянием верхней мантии // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2016. № 4 (32). С. 88–105.

Studies of the Canary Basin southern part have shown that the eastern passive part of the transform faults to the north of Kane transform fault contains modern deformations of the sedimentary cover upper part with the appearance of its acoustic blanking and acoustic turbidity near the bottom uplift. These features of the section wave field are manifested over a local depression in the Bouguer anomalous field and may indicate the presence of fluids in the section, as well as admixtures of volcanoclastics in the upper part of the section. The origin of the fluids can be connected either with the process of serpentinization of the upper mantle rocks, which was expressed in its density loss, or with volcanic activity.

## **Сущевская Н.М.<sup>1</sup>, Левченко О.В.<sup>2</sup>, Беляцкий Б.В.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва, e-mail: nadyas@geokhi.ru; <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; <sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ “ВСЕГЕИ”), Санкт-Петербург)

### **Природа древнего поднятия Афанасия Никитина**

### **Sushchevskaya N.M.<sup>1</sup>, Levchenko O.V.<sup>2</sup>, Beliatsky B.V.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow; <sup>3</sup>Karpinsky All-Russian Scientific Research Geological Institute, St. Petersburg)

### **The nature of the ancient Afanasy Nikitin Rise**

Ключевые слова: поднятие Афанасия Никитина, Индийский океан, мантийный плюм, спрединг, литосфера, хребет, разлом, базальт, циркон

Древние поднятия Афанасия Никитина и Конрад могут быть сформированы одной и той же горячей точкой Конрад вблизи срединного Индо-Антарктического хребта около 80–90 млн. л. н. Эта точка была сателлитом гигантского плюма Кергелен, действующего в восточной части Индийского океана с 130 млн. л. н. до настоящего времени. В ходе взаимодействия Кергелен плюма с спрединговой зоной и трансформными разломами могли оставаться фрагменты литосферы древней Гондваны, что согласуется с обнаружением древнего циркона (2.9 млрд. лет) в базальтах Афанасия Никитина.

В Индийском океане множество больших внутриплитных поднятий, природа которых остается во многом дискуссионной. Многие из этих поднятий, расположенные на удалении от современной системы срединно-океанических хребтов Индийского океана (Карлсберга, Центрально-Индийского, Юго-Западного Индийского и Юго-Восточного Индийского), сформировались на ранней стадии эволюции его восточной части. Их происхождение связывают с магматизмом нескольких мантийных плюмов и более коротко живущих горячих точек (Кергелен, Реюньон, Крозе, Конрад и Марион). Одной из таких больших внутриплитных структур является поднятие Афанасия Никитина (рис. 1) в Центрально-Индийской котловине между протяженными субмеридиональными асейсмичными линейными вулканическими хребтами Восточно-Индийским (хребет Девяностого градуса в зарубежной литературе) и Мальдивским (Чагос-Лаккадивский).

Существование в пределах Индийского океана многочисленных поднятий, которые являются микроконтинентами (Гульден-Драак, Батавия, Валлаби, Зенит и другие) [1], ставит вопрос о возможности формирования поднятий в специфических геодинамических условиях. Древняя континентальная кора может залегать под некоторыми молодыми вулканами океанских островов [1–4], внося соответствующие компоненты в их химический и изотопный состав [4]. Нами получены новые данные

абсолютного возраста по циркону из базальта поднятия Афанасия Никитина, соотносящиеся с архейским возрастом (рис. 1б).

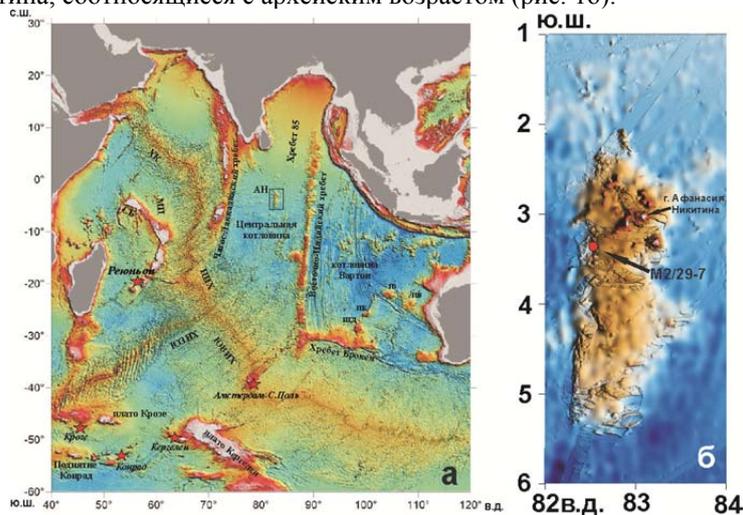


Рис 1. (а) Рельеф дна и основные морфоструктуры Индийского океана. ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет, ЮВИХ – Юго-Восточный Индийский хребет, ЦИХ – Центральный Индийский хребет, АН – поднятие Афанасия Никитина, МП – Маскаренское плато, СБ – Сейшельская банка, ПГД – поднятие Гульден-Драак, ПБ – поднятие Батавия, ПЗ – плато Зенит, ПВ – плато Валлаби. Звездочка – горячая точка. (б) Поднятие Афанасия Никитина, место отбора образца М2-29-7 с древним цирконом.

Проведенный сравнительный анализ главных особенностей геологии и геохимической специфики магм поднятий Кергелен, Реюньон, Крозе, Конрад и Марион выявил геохимическое сходство магм поднятия Афанасия Никитина с магмами поднятия Конрад и их отличие от магм поднятия Крозе, что обусловлено различными условиями их формирования. Поднятия Конрад и Афанасия Никитина могли быть сформированы одной и той же горячей точкой Конрад вблизи срединного Индо-Антарктического хребта около 80–90 млн. л. н. Эта точка была сателлитом гигантского плюма Кергелен, действующего в восточной части Индийского океана с 130 млн. л. н. до настоящего времени.

В ходе взаимодействия плюма с палеосрединговой зоной плюмовые магмы изливались в области срединного центра хребта с формированием Восточно-Индийского хребта (ВИХ) и распространялись вдоль срединной зоны до области образования поднятий Конрад и Афанасия Никитина. В процессе взаимодействия плюма Кергелен с срединной зоной и трансформными разломами могли оставаться неспрединговые блоки древней континентальной литосферы Гондваны [5]. Обнаружение

древнего циркона возраста около 2.9 млрд. лет в базальтах Афанасия Никитина может быть связано с остатками не до конца переработанной континентальной коры западной части Индостана или Антарктиды. Установленный ранее возраст формирования поднятия Афанасия Никитина около 70 млн. лет соотносится с этапом максимального воздействия плюма Кергелен на спрединговую зону в районе ВИХ. Мантийный плюм Кергелен вплоть до настоящего времени влияет на глубинную мантию этого района на расстоянии более тысячи километров и даже более, приводя к возможному формированию мантийных плотностных неоднородностей. Отражением этого может служить близость обогащенных компонентов в магмах поднятий Афанасия Никитина и Кергелена, которые связаны с включением в процесс плавления континентальных блоков, фрагментов восточной Гондваны [6].

За последнее время появляется все больше доказательств, свидетельствующих, что литосфера Индийского океана не является монолитной и состоит из отдельных разноранговых блоков. Благодаря этому свойству, она достаточно легко подвержена дроблению под воздействием напряжений, возникающих при движении плит и перестройке их кинематики. При этом в литосфере возникают трещины и каналы, по которым обогащенный расплав из неглубокого слоя поднимается на поверхность, образуя вулканические структуры различных размеров. Именно дискретность литосферы в совокупности с возможными перемещениями потоков магм, часто обогащенных литофильными элементами и радиогенными изотопами, способствовала образованию многих внутриплитных структур Индийского океана. Очевидно, что относительно молодая и тонкая литосфера легче подвергается дроблению, чем более древняя и мощная, и по этой причине возникают разновозрастные внутриплитные вулканические структуры: одни тяготеющие к зонам спрединга, а другие – расположенные на значительном удалении от нее. В этом случае именно литосфера Индийского океана может играть активную роль в формировании вулканических структур Индийского океана.

В процессе образования плато Кергелен и вулканических поднятий ВИХ и в меньшей степени плато Афанасия Никитина выделяются несколько этапов их формирования, в ходе которых менялось направление оси спрединга и интенсивность воздействия плюма на спрединговую магматизм [6]. Главный этап интенсивного плавления под спрединговой зоной под влиянием плюма Кергелен приходится на интервал 70–50 млн. л. н., когда происходило интенсивное формирование поднятия Афанасия Никитина, а плюмовая магматическая активность в пределах плато Кергелен начинает уменьшаться. По-видимому, несколько причин повлияли на образование поднятия Афанасия Никитина. В первую очередь, это то, что его формирование было сопряжено со сменой геодинамических условий, происшедших около 70 млн. л. н., когда скорость спрединга в пределах

Индо-Антарктического хребта возросла с 5 до 9 см/год [7]. С началом формирования восточной части ЮВИХ около 80 млн. лет назад и ЮЗИХ около 70 млн. л. н. их развитие шло навстречу друг другу, сформировав около 40 млн. л. н. зону сочленения [8, 9]. В период времени 70–50 млн. л. н. происходило усиленное взаимодействие плюма Кергелен с рифтовой зоной, а образующиеся плюмовые магмы могли интенсивно мигрировать в сторону спрединговой зоны, где происходило взаимодействие с астеносферными расплавами [6]. В течение всего периода развития спрединговые хребты испытывали влияние горячих точек, перескоки осей спрединга, что отразилось на характере современного магматизма даже спустя десятки млн. лет.

Авторы признательны В.В. Матвеевскому за предоставленный для определения возраста образец с поднятия Афанасия Никитина. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00680 и частично в рамках государственного задания (тема № 0137-2019-0012, Н.М. Сушевская и тема № 0128-2021-0005, О.В. Левченко).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Строение литосферы северо-восточной части Индийского океана по результатам двумерного структурно-плотностного моделирования // Геотектоника. 2016. № 3. С. 1–21.
2. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 94–107.
3. Ashwal L.D., Demaiffe D., Torsvik T.H. Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean-type arc origin // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 45–83.
4. Ashwal L.D., Wiedenbeck M., Torsvik T.H. Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius // Nat. Commun. 2017. V. 8. No 14086.
5. Olierook H.K.H., Jourdan F., Merle R.E. et al. Bunbury Basalt: Gondwana breakup products or earliest vestiges of the Kerguelen mantle plume? // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 440. P. 20–32.
6. Сушевская Н.М., Левченко О.В., Дубинин Е.П., Беяцкий Б.В. Восточно-Индийский хребет – магматизм и геодинамика // Геохимия. 2016. № 3. С. 1–22.
7. Patriat P., Segoufin J. Reconstruction of Central Indian Ocean // Tectonophysis. 1988. V. 155. P. 211–234.
8. Bernard A., Munshy M., Rotstein Y., Sauter D. Refined spreading history at the Southwest Indian Ridge for the last 96 Ma, with the aid of satellite gravity data // Geophysical J. International. 2005. V. 162. № 3. P. 765–778.
9. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Сушевская Н.М.. Строение и эволюция

восточной части Юго-Западного срединно-океанического Индийского хребта // Геотектоника. 2019. № 4. С. 3–24.

The Rises of Afanasy Nikitin and Konrad can be formed by Konrad hotspot near the Indo-Antarctic spreading zone about 80–90 Ma ago. This hot spot was a satellite of the giant Kerguelen plume, operating in the eastern part of the Indian Ocean from 130 million years ago to the present. During the interaction of the Kerguelen plume with the spreading zone and transform faults, non-spreading blocks of the ancient continental lithosphere of the Gondwana could remain. This is confirmed by new results of the absolute age for zircon from the basalt of the Afanasy Nikitin Rise, reaching 2.9 billion years.

**Цуканов Н.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: kambear2011@yandex.ru)

**Строение и состав комплексов палеобассейнов Олюторско-Камчатской аккреционно области**

**Tsukanov N.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Structure and composition of marginal sea complexes of the Olyutorka-Kamchamka accretionary region**

Ключевые слова: Олюторско-Камчатская область, аккреция, вещественные комплексы, окраинные бассейны, вулканические дуги

Геологические особенности строения Олюторско-Камчатской аккреционно области позволяют реконструировать два палеобассейна для поздне мелового-палеогенового времени, разделенных и отгороженных от океана вулканическими дугами. Особенности строения и состава вещественных комплексов, характеризующих фрагменты океанической коры, показывают, что эти бассейны имели различную природу.

Для поздне мелового-кайнозойского времени в Северо-Западной части Тихого океана реконструируется активная переходная зона с вулканическими дугами и окраинными бассейнами [1–7]. Вещественные комплексы этих структур обнажаются в аккреционной структуре Камчатки и Олюторской зоны Корякского нагорья. Они слагают тектонически дезинтегрированные фрагменты разрезов и отдельные тектонические пластины и блоки в микститовых горизонтах и представлены терригенными, кремнисто-туфогенными и кремнисто-яшмово-базальтовыми, вулканогенными, глинисто-карбонатными образованиями мелового-эоценового возраста. Такими объектами в пределах Олюторско-Камчатской области (рисунок) является комплексы пород, участвующие в строении Ветловского, Ирунейского и Олюторского террейнов. При этом особенности строения показывают, что эти бассейны имели различную природу. Для Ирунейско-Лесновского бассейна характерно присутствие комплексов открытых океанических бассейнов и толщ, накапливавшихся в пределах континентально склона материка [1, 3–5, 8]. Выделяются также комплексы, позволяющие говорить о существовании фациальных переходов между двумя типами разрезов [1]. Вероятно, это был окраинноморский бассейн, отделявший Ачайваям-Валагинскую дугу от Азиатской окраины.

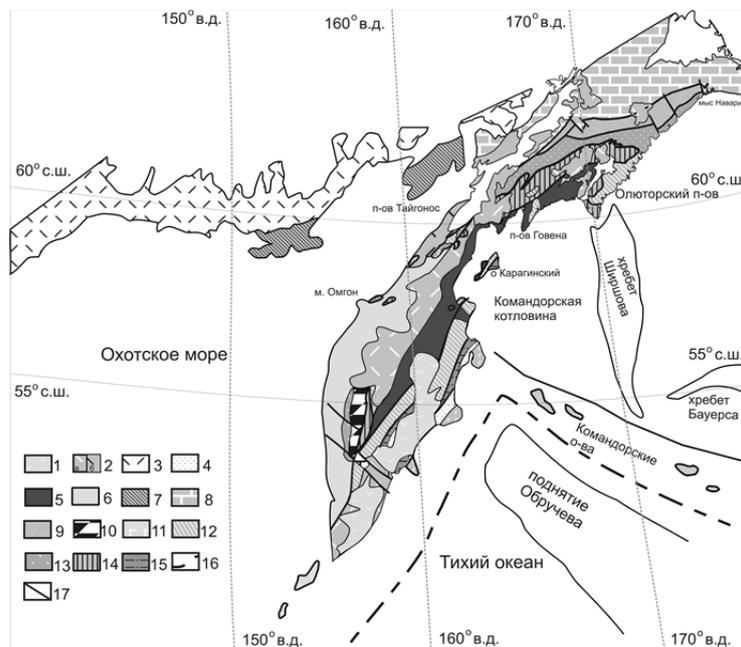


рис. 1

Рисунок. Схема тектонического районирования Олюторско-Камчатской аккреционной области по [3, 8]. 1–3– Вулканические пояса (P<sub>2</sub>-Q): 1–Восточно-Камчатский, 2а– Центрально-Камчатский-Олюторский, 2б– Западно-Камчатский, 3– Охотско-Чукотский; 4–6–наложенные впадины и прогибы(P<sub>3</sub>-Q): 4–Тюшевский, 5–Центрально-Камчатский, 6–Западно-Камчатский; 7–9–аккреционные комплексы Азиатской окраины: 7– Тайгоносский, 8–Западно-Корякский, 9–Восточно-Корякский; 10– метаморфические комплексы Срединно-Камчатского массива; 11–15– тектоно-стратиграфические террейны: 11–Кроноцкий, 12–Ачайваям-Валагинский, 13–Ирунейско-Лесновский (Западно-Камчатско-Укэлятский), 14–Ватынский, 15–Ветловский; 16–оси глубоководных желобов; 17–разрывные нарушения.

Общим для структуры Ветловского террейна является интенсивная тектонизация пород и чешуйчато-надвиговая структура [7]. Ветловский террейн образован несколькими вещественными комплексами, которые объединяются в несколько типов разрезов, состав, строение и соотношение их в разных выходах различается. Наряду с пластинами, сложенными туфо-терригенными и терригенными отложениями, картируются пластины и блоки, образованные базальтами, переслаивающимися с кремнями, аржиллитами и известняками. В береговых обрывах бухты Моховой,

Авачинской губы эти образования представлены базальтами, слагающими потоки (до 10–12 м мощности) с редкими, часто линзовидными прослоями кремнистых пород. Потоки базальтов имеют местами подушечную отдельность и содержат субпластовые тела и дайки долеритов.

Анализ распространения и состав вещественных комплексов позволяет предполагать междуговую природу для Ветловского бассейна, который разграничивал Ачайваям-Валагинскую и Кроноцкую вулканические дуги.

Анализ данных по возрасту и по химическому составу вулканических комплексов показывает сходство и различия в наборе и формационной принадлежности магматических пород в Ирунейско-Лесновском и Ветловском бассейнах. По соотношению редких элементов на дискриминационных диаграммах они характеризуются несколькими геодинамическими условиями накопления. Выделяются вулканиты сходные с толеитами Н-СОХ. Они присутствуют во всех палеоструктурах и имеют сходные геохимические особенности. Кроме этого присутствуют близкие к ним образования характеризующиеся обогащением легких редких элементов и отвечающие по составу вулканитам обогащенных сегментов СОХ. Реже представлены вулканиты, имеющие низкие соотношения  $Y/Yb$  и характерные для некоторых задуговых бассейнов. Еще одна группа пород, представляющая высокотитанистыми щелочными вулканитами и характерна для внутриплитных базальтов океанических островов (IA) [7]. Вулканиты, характеризующие различные геодинамические условия формирования, часто отличаются по времени формирования, хотя возраст вулканических серий и не всегда точно можно определить.

Наиболее древние комплексы представлены базальтами Н-СОХ и обогащенных сегментов срединных хребтов (они развиты только в пределах Олюторской зоны) [1]. Кампан-маастрихтские вулканиты представлены как базальтами сходными с Н-СОХ, так и обогащенными толеитами, базальтами задуговых бассейнов и IA. Наиболее молодые представлены базальтами задуговых бассейнов и Н-СОХ. Происхождение выделяемых серий можно связывать с разными геодинамическими обстановками; древние базальты Н-СОХ и кампанские толеиты бухты Моховой могут быть фрагментами океанической коры, на которой закладывались вулканические дуги, об этом говорят присутствие в них тел и даек пород с островодужными характеристиками, а также описанные постепенные переходы к вулканогенно-обломочным сериям островных дуг. Интересная особенность отсутствие вулканитов в Ирунейско-Лесновском бассейне в южной его части, можно связать с отсутствием спрединга в этой части бассейна, что указывает на определенную специфику его развития в кампан-маастрихтское время. В тоже время в северной части этого бассейна широко представлены базальты, сходные с Н-СОХ и IA.

Изученные вулканиты Ветловского бассейна характеризуются деплетированными значениями  $\epsilon Nd(T)$  (от +9.5 до +12.4) и несколько

различаются по соотношению изотопов стронция и свинца. Базальты энингской толщи и ирунейской свиты (Камчатский перешеек) имеют деплетированные значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  – (12.37, 10.9 и 8.7). Для части пород соотношения изотопов стронция (0.7039) укладываются в отношения изотопов стронция океанических островов. Данные по изотопии неодима хорошо коррелируются с данными полученными ранее для магматических пород Восточной и Северной Камчатки [2].

Выводы: Возраст фрагментов коры Лесновско-Ирунейского бассейна альб–маастрихт, а вулканы представлены дифференцированными толеитами СОХ, реже внутриплитными базальтами и обогащенными толеитами СОХ. Фрагменты коры Ветловского бассейна имеют возраст от кампана-маастрихта до среднего эоцена. Среди вулканитов развиты преимущественно нормальные толеиты СОХ, реже обогащенные толеиты и в отдельных структурах базальты океанических островов. Анализ развития Олюторско-Камчатской аккреционно-коллизийной области в поздне меловое-кайнозойское время показывает, что формирование Камчатского и Олюторского сегментов различалось, начиная с кампанского времени. В Камчатском сегменте вулканической дуги происходит образование междугеового Ветловского бассейна. Здесь также фиксируются два этапа аккреции в палеоцене и олигоцен-миоцене. В Олюторском сегменте после палеоценового этапа аккреции сформировалась активная окраина с окраинным вулканическим поясом.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИО РАН 0149-2019-0005.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
3. Коваленко Д.В. Тектоника и магматизм Камчатки // Литосфера. 2010. № 3. С. 51–59.
4. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78. DOI: 10.1134/S001685211006004X.
5. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа (Тр. ГИН, вып. 577). М.: Наука, 2008. 319 с.
6. Чехович В. Д., Сухов А. Н., Кононов М. В., и др. Геодинамика Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в поздне меловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37–62.
7. Цуканов Н.В., Лобковский Л.И. Геодинамика Олюторско-Камчатской аккреционной области в поздне меловое-раннекайнозойское время // ДАН РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 16–20.
8. Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Коваленко Д.В. Магматические комплексы окраинно-морского палеобассейна (Камчатка): состав и геодинамические условия образования // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 84–99.

DOI:10.7868/s0030157418010100

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57.  
Масштаб 1:1 000 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А.  
СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.

Geological features of Olytorka-Kamchatka accretionary region allow us reconstruct two marginal sea basins Late Cretaceous-Paleogene ages that had divided of volcanic arc from ocean. Peculiarities of structure and composition of fragments crust this basin show, that they had different nature.

**Цуканов Н.В.<sup>1</sup>, Фрейтаг Р.<sup>2</sup>, Гедике К.<sup>2</sup>**

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

kambear2011@yandex.ru; <sup>2</sup>Федеральный институт геологических исследований и природных ресурсов, Ганновер, Германия)

**Возраст эксгумации осадочных комплексов Кроноцкого террейна (Восточная Камчатка) по данным трекового датирования апатита**

**Tsukanov N.V.<sup>1</sup>, Freitag R.<sup>2</sup>, Gaedicke Ch.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow; <sup>2</sup>Federal Institute of Geosciences and Natural Resources, Hanover, Germany)

**The age of exhumation of sedimentary complexes of the Kronotsky terrane (Eastern Kamchatka) based on track dating of apatite**

Ключевые слова: Восточная Камчатка, трековое датирование, апатит, возраст, тектоника, конвергенция плит, эксгумация

Полученные новые данные о трековом возрасте детритовых зерен апатитов позволяют выделить три возрастные группы с возрастом: 31±5; 11–15; 6–9 млн. лет. Возраста эксгумации осадочных комплексов, содержащих изученные апатиты, сопоставлены с рубежами основных тектонических событий на Восточной Камчатке, где коллизионные процессы продолжались по поздний миоцен.

Современные исследования, которые основаны на трековом датировании апатитов, направлены на изучение эксгумации орогенных поясов, реконструкцию источников сноса терригенного материала, установление термальной истории осадочных бассейнов и датирование фаунистически бедных разрезов [1–3]. Трековое датирование основано на подсчете плотности и протяженности треков осколков спонтанного деления ядер урана ( $U^{238}$ ), накапливающихся в природных минералах в ходе геологической истории [4–5].

Кроноцкий террейн (рис. 1а) образован вулканогенными, туфогенно-осадочными и магматическими комплексами пород позднемиоценового – эоценового возраста, которые обнажаются в пределах Восточных полуостровов Камчатки (п-ова Шипунский, Кроноцкий, Камчатский Мыс). В пределах террейна в районе Кроноцкого п-ова в Камчатскую зону субдукции погружается относительно теплая и легкая океаническая кора Тихоокеанской плиты с поднятием Обручева. Аккреция фрагментов коры в основании континентального склона Камчатки, приводит к достаточно быстрому и высокоамплитудному поднятию и эксгумации комплексов, слагающих Кроноцкий террейн Камчатки [6]. Трековый возраст зерен апатита из разновозрастных структурно-вещественных комплексов

отражает процесс их эксгумации и может быть связан с тектоническими событиями в регионе [1, 7].

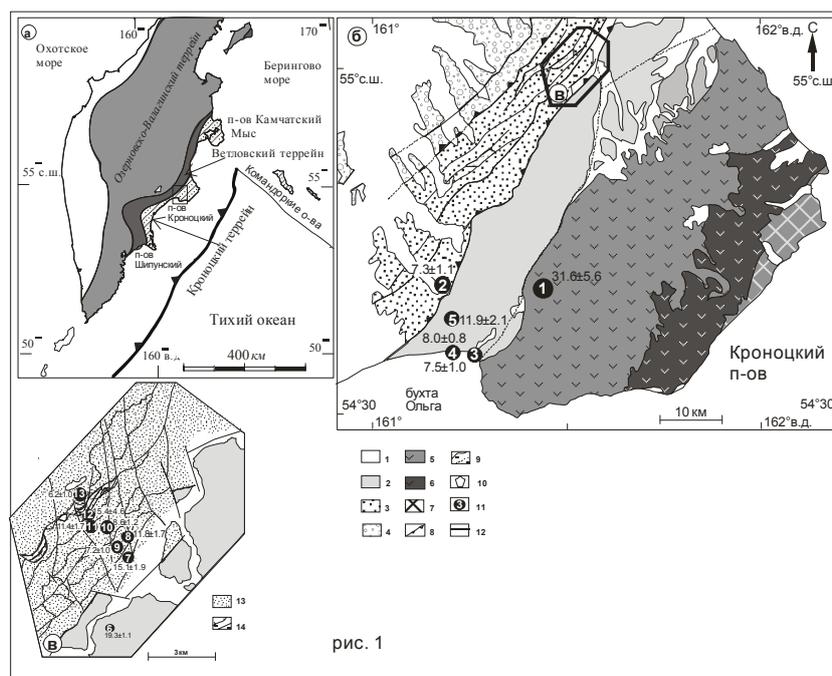


Рис. 1. Геологическая схема Кроноцкого п-ова по [8] с использованием материалов [8].

1 – плиоцен-четвертичные рыхлые отложения и вулканиты Восточно-Камчатского вулканического пояса; 2 – горбушинская толща  $P_3-N_1$  (тюшевская серия); 3 – богачевская ( $P_3-N_1bg$ ), чажминская ( $P_3cz$ ) и тундровская ( $P_2tn$ ) свиты по [8], (песчаниковая толща по [9]); 4 – станиславская свита ( $P_1st$ ); 5, 6 – кроноцкая серия ( $P_2kr$ ): 5 – козловская свита; 6 – кубовская свита; 7 – каменистовская свита ( $K_2sp?-km-m$ ) и офиолитовый комплекс ( $K_2$ ) (гипербазиты и габбро) нерасчлененные; 8 – надвиги; 9 – разрывные нарушения: *a* – недифференцированные, *b* – предполагаемые; 10 – район, показанный на врезке Б; 11 – место отбора образцов и номер в таблице; 12 – трековый возраст по апатиту в млн. лет. На врезке Б: 13 – богачевская ( $P_3-N_1bg$ ), чажминская ( $P_3cz$ ) и тундровская ( $P_2tn$ ) свиты по [8], (песчаниковая толща по [9]); 14 – разрывные нарушения: *a* – надвиги, *b* – недифференцированные.

*Отбор проб и трековый анализ.* Отбор образцов проводился по профилям, ориентированным ортогонально простиранию основных

структур на Кроноцком п-ове и в Тюшевском прогибе в районе Кроноцкого перешейка. Для проведения трекового датирования по апатитам было отобрано 60 проб из осадочных пород различного возраста и разных стратиграфических комплексов (рис. 1б, в). Вес каждой пробы составлял около 25 кг. Максимальные содержания апатита в пробах – 3 кристалла апатита оптимального размера на 1 кг веса пробы. Для определения трекового возраста использовался метод анализа отдельных зерен (grain-by-grain) с внешним слюдяным детектором с применением Z-калибровки (Zeta-method) [4–5]. Исключая образцы 4, 5 и 6, все остальные пробы прошли хи-квадрат тест ( $\chi^2$ -тест) [2, 12].

*Обсуждение результатов данных трекового анализа и выводы.* Полученные нами данные по трековому датированию зерен апатита из терригенных осадочных пород Кроноцкого п-ова и Тюшевского прогиба позволяют выделить три возрастные группы:  $31 \pm 5$  (обр. 1); 11–15 (обр. 7, 8, 11 и 12); 6–9 млн. лет (обр. 2, 3, 9, 10 и 13).

Образцы первой группы с наиболее древним возрастом ( $31 \pm 5$  млн. лет) были отобраны из среднеэоценовых пород козловской свиты кроноцкой серии, в районе слияния рек Тюшевка и Левая Тюшевка. Породы представлены туфами основного-среднего состава и туфогенно-осадочными породами, которые с несогласием и размывом перекрываются отложениями ракитинской свиты олигоцен-миоценового возраста.

Образцы второй группы с возрастом 11–15 млн. лет были отобраны из эоценовых и олигоцен-миоценовых терригенных отложений северо-западного борта Тюшевского прогиба на Кроноцком перешейке – тундровской, чажминской, богачевской свит [8] или песчаниковой толщи по [9]. Эти породы интенсивно деформированы и образуют чешуйчатую структуру, состоящую из системы перемежающихся тектонических пластин мощностью 50–150 м.

Третья возрастная группа апатитов, имеющая возраст 6–9 млн. лет, характеризует разновозрастные формации, обнажающиеся в различных частях Кроноцкого п-ова (см. рис. 1, 2). Образцы были отобраны из терригенных отложений горбушинской ( $P_3-N_1$  gr) толщи, чажминской ( $P_3-N_1$  cz) и тундровской ( $P_2$  tn) свит.

В образцах 4–6 выделяется несколько популяций апатита различного возраста. Популяция апатитов с возрастом  $8.0 \pm 1.1$ ,  $19.3 \pm 1.1$  и  $45.8 \pm 5.0$  млн. лет (обр. 6) была выделена из олигоцен-миоценовой ракитинской толщи в районе слияния рек Малая Чажма и Ракитинская. Структурно толща является автохтоном на который надвинут пакет чешуй, сложенных интенсивно деформированными образованиями эоцена-миоцена (тундровская, богачевская, чажминская свиты по [8] или песчаниковая толща по [9]. Образцы 4 (возраста 5.1, 8.0, 21.5 млн. лет) и 5 (возраста 4.6, 11.9, 29.0 млн. лет) характеризуют практически не деформированные толщи, развитые по р. Ольга и на побережье залива Ольга. Вероятно,

породы, из которых были отобраны образцы, не подверглись полному "отжигу" в связи с тем, что они либо не погружались на достаточную глубину или находились на определенной глубине не достаточное для этого время. Апатиты с наиболее молодым плиоценовым возрастом, вероятно, характеризуют верхний возрастной предел накопления осадков этой толщи.

Возраст первой группы апатитов ( $31 \pm 5$  млн. лет) может соответствовать начальной стадии коллизии Кроноцкой палеодуги с Камчатской окраиной и закрытием в позднеэоценовое – олигоценовое время Ветловского бассейна. К этому времени (средний эоцен) активный вулканизм в Кроноцкой палеодуге прекратился. Это событие фиксируется также по трековому возрасту детритовых цирконов из пород Тюшевского прогиба в южной части хр. Кумроч [10].

Вторая возрастная группа апатитов, вероятно, образовалась во время более поздней стадии коллизии Кроноцкого островодужного террейна с Камчатской окраиной и формированием крупного регионального надвига (надвиг Гречишкина) [9–11]. С этим интервалом можно связать образование современной структуры Камчатки и заложение современной субдукционной зоны [11].

Третья возрастная группа апатитов отвечает продолжающейся в позднем миоцене коллизии в этом регионе и характеризует, возможно, новый эпизод эксгумации Кроноцкого террейна и внешнего края Камчатской окраины. Этот процесс можно связать с началом пододвигания в Камчатскую зону субдукции возвышенности Обручева северо-западного фланга Гавайско-Императорских подводных гор.

Основываясь на геологических данных и анализе деформаций в осадочных комплексах [11] коллизия Кроноцкого террейна с Камчатской окраиной началась в позднем эоцене-олигоцене и продолжалась по ранний миоцен. В этом случае новые данные по возрасту апатитов позволяют предполагать, что коллизионные процессы продолжались в позднем миоцене, возможно, плиоцене. Основные тектонические движения фиксируются в средней части Тюшевского прогиба и проявляются в эксгумации пород аллохтона (тундровская ( $P_2$ ) и богачевская свиты ( $P_3-N_1$ )) и в формировании регионального надвига Гречишкина. Тектонические события при которых комплексы аллохтона были надвинуты на терригенные отложения олигоцена-миоцена тюшевской серии, вероятно, происходили во временной интервал 6–4.5 млн.л.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания, тема № 0128-2021-0004. Полевые работы и аналитические исследования были проведены при финансовой поддержке Немецкого Министерства образования и науки в рамках Российско-Германского проекта КАЛЬМАР, грант № 03G0640C.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит // Труды ГИН. 2008. Вып. 577. 319 с.
2. Brandon M.T. Decomposition of fission-track grain age distribution // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. P. 535–564.
3. Wagner G.P., Van der Haute. Fission-Track Dating. Solid Earth Sciences Library, Dordrecht. Kluwer Academic Publishers, 1992. 285 p.
4. Hurford A.J. Standardization of the fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology // Chem. Geol. 1990.V. 80. P. 171–178.
5. Hurford A.J., Green P.F. A users' guide to fission track dating calibration // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 59. P. 343–354.
6. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Издательство Кам. ГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
7. Freitag R., Gaedicke C., Baranov B.V., Tsukanov N.V. Collisional processes at the junction of the Aleutian–Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observations // Terra Nova. 2001. № 13. P. 433–442.
8. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы N-57-XII, N-58-VII, N-57-XVIII (г. Исток Чажма). Объяснительная записка. Санкт-Петербург. 2006. 258 с.
9. Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р. Строение безофиолитового коллизийного шва Восточной Камчатки–зоны надвига Гречишкина // Геотектоника. 1997. № 3. С. 74–85.
10. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., ГарверДж.И., Ландер А.В. Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1292–1302.
11. Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V. et al. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka – Aleutian junction // International Journal Earth Science. 2006. V. 95. P. 977–993. DOI.org/10.1007/s00531-006-0080-z.
12. Galbraight R.F. On statistical models for fission-track counts // Journal of Mathematical Geology. 1981. V. 13. P. 471–478.

New data on the fission track age of apatite detrital grains allow us to distinguish three groups of age: 31±5; 11–15; 6–9 Ma. The exhumation ages of sedimentary complexes containing the studied apatite are compared with the main tectonic events in Eastern Kamchatka. It is concluded that the collision processes continued to the Late Miocene.

**Шипилов Э.В.**

(Полярный геофизический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, e-mail: shipilov@pgi.ru)

**Идентификация Хатангско-Ломоносовской зоны разломов по комплексу разнородных геолого-геофизических данных**  
**Shipilov E.V.**

(Polar Geophysical Institute KSC RAS, Murmansk)

**Identification of the Khatangsko-Lomonosov fault zone based on a complex of different geological-geophysical data**

Ключевые слова: Хатангско-Ломоносовская зона разломов, линеамент, волны Рэлея, тепловой поток, эпицентры землетрясений, метановые сипы.

Рассмотрено отражение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в спектре результатов полученных в ходе проведения исследований разнородными геолого-геофизическими методами. Проиллюстрирована связь зоны разломов с полосами градиентов распределения изолиний S-скорости как функции глубины, с повышенными значениями теплового потока, с особенностями распределением эпицентров землетрясений, а также с приуроченностью сиповых полей разгрузки метана.

Тектонические элементы зоны сопряжения Лаптевоморской континентальной окраины с прилегающим глубоководным ложем Арктики перекрыты мощным осадочным чехлом мел-кайнозойского возраста. Тем не менее, среди них только Хатангско-Ломоносовская окраинно-континентальная полоса разломов (ХЛЗ) получила отчетливое отражение в рельефе дна рассматриваемой континентальной окраины в виде наиболее заметного линеамента тяготеющего к бровке шельфа. Линеамент прослеживается из Хатангского залива в северо-восточном направлении в район сочленения хр. Ломоносова с континентальной окраиной.

Как показывает анализ структуры аномальных геофизических полей (рис. 1а, б) и результатов сейсмических исследований [1–3], ХЛЗ представлена серией эшелонированных или кулисообразно расположенных субпараллельных разломов различной амплитуды и комбинированной кинематики.

И в этой связи в дополнение к изложенным ранее характеристикам [1–3] следует добавить ее отображение в глубинной структуре и в других геофизических параметрах.

*Геолого-геофизические характеристики ХЛЗ.* Проведенный анализ групповых скоростей волн Рэлея в литосфере Арктики с построением схем распространения S-скорости как функции глубины [4] показывает, что ХЛЗ находит отражение в появлении отчетливых полос градиентов распределения скоростей в диапазонах глубин около 10 км. Выше этого уровня, т.е. в верхней части осадочного чехла, таких градиентов не

наблюдается, но они явно прорисовываются в интервалах, приуроченных к низам осадочного чехла, на уровне фундамента и вплоть до подошвы земной коры (рис. 1в). По меньшей мере, это указывает на коровый ранг зоны разломов. Это хорошо согласовывается с конфигурацией распределения мощности чехла (рис. 1г), адаптированной к полосе ХЛЗ и указывающей на преимущественное растяжение континентальной коры в южном сегменте Евразийского бассейна со сдвигом в северо-восточном направлении.

Эпицентры землетрясений также зафиксированы вдоль рассматриваемой зоны разломов. На схеме, приведенной в работе [8], ряд эпицентров за период 1909–2003 гг. располагается непосредственно в полосе ХЛЗ, начиная от о-ва Песчаный (устье Хатангского залива) и далее на бровке шельфа восточнее осевой зоны хр. Гаккеля.

Из другой схемы (рис. 2а) [6] следует, что концентрация и интенсивность землетрясений заметно выше к юго-западу от места пересечения ХЛЗ с продолжением осевой линии хр. Гаккеля. В этой части ХЛЗ сейсмичность тяготеет к ее тыловому ограничению, доходя до устья Хатангского залива. Тогда как на северо-восточном фланге ХЛЗ эпицентры землетрясений проявились вдоль внешней стороны рассматриваемой зоны разломов, практически на склоне котловины Амундсена, протягиваясь до хр. Ломоносова, но их интенсивность заметно слабее, чем отмеченных выше. Это свидетельствует о различиях в современной геодинамической активизации юго-западного (Западно-Лаптевский рифтогенный бассейн) и северо-восточного фланга зоны разломов (обращенного к котловине Амундсена), обусловленной дисимметрией в развитии южного (прилаптевоморского) отрезка осевого спредингового центра хр. Гаккеля. Однако следует подчеркнуть, что высказанные соображения о локализации землетрясений основаны на данных весьма редкой сети сейсмологических станций, а потому с ограниченной зоной охвата территорий, по причине чего большая часть арктического региона (включая шельф Восточной Арктики), ошибочно считается «немой» в отношении сейсмичности [6, 9]. Естественно, что такое упрощенное восприятие представлений о сейсмичности не позволяет объективно подойти к оценке сейсмотектонических событий.

Имеющиеся данные по расположению сиповых полей разгрузки метана и выделение их общего ареала распространения размером 190x90 км [7] показывают приуроченность последнего не столько к району проникновения хр. Гаккеля в пределы Лаптевоморской континентальной окраины, сколько его тяготение к выше отмеченным полям концентраций эпицентров землетрясений локализованным вдоль юго-западного фланга ХЛЗ (рис. 2б). Таким образом, не исключено, что сосредоточенные здесь эпицентры землетрясений (рис. 2а) могут выступать в качестве триггера сиповой разгрузки метана (рис. 2б), учитывая многочисленность

проявлений этих процессов в Восточной Арктике [7, 10 и др.].

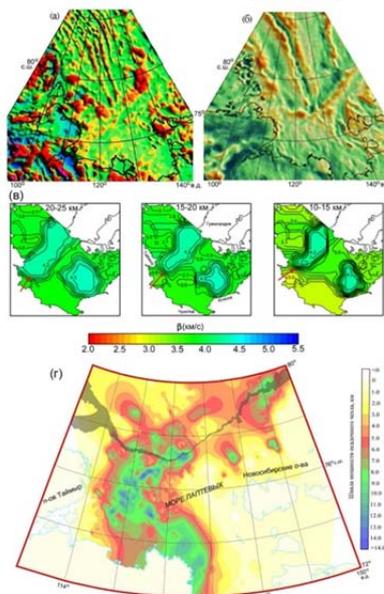


Рис. 1. Геофизические поля и мощность осадочного чехла в районе ХЛЗ: а) – магнитное, б) – гравитационное; в) – географическое распределение S-скорости как функции глубины [4]. Интервал между изолиниями 0.1 км/с. Стрелками показано положение ХЛЗ; г) – схема общей мощности мелкайнозойского осадочного чехла зоны сопряжения Евразийского бассейна с Лаптевоморской континентальной окраиной по [5] с изменениями.

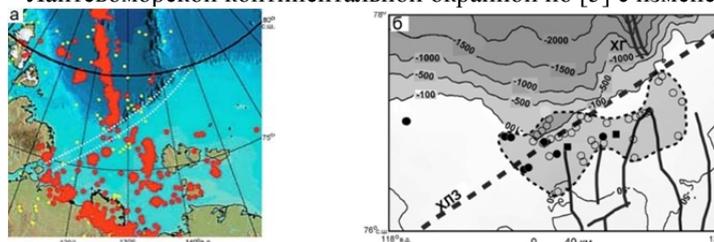


Рис. 2. Эпицентры землетрясений и метановые сипы района ХЛЗ: а) – схема эпицентров землетрясений шельфа моря Лаптевых и прилегающих районов [6], точечный пунктир – ХЛЗ; б) – область проявления метановых сипов (пунктирный контур) на батиметрической схеме моря Лаптевых и некоторые разломы по [7]. ХЛЗ – Хатангско-Ломоносовская зона разломов, ХГ – хребет Гаккеля.

Немногочисленные станции измерения теплового потока, размещение

которых попало в полосу влияния ХЛЗ в районе южного крайнего звена хр. Ломоносова (в зоне его контакта с прогибом Северным), демонстрируют небольшой, но заметный пик на профиле расположения станций (красные треугольники), связанный с тепловой аномалией:  $(56 \pm 6 - 53 \pm 11) - (61 \pm 12) - (56 \pm 6) \text{ mW/m}^2$  [11] (значения с севера на юг, рис. 3). Восточнее  $130^\circ$  в.д., практически на бровке шельфа, обращенной к котловине Амундсена, две станции (белые кружки) зафиксировали значения от 74 до  $92 \text{ mW/m}^2$  [12].

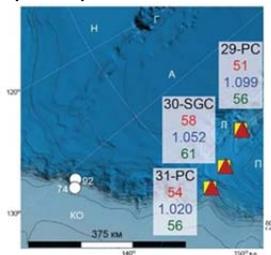


Рис. 3. Схема расположения станций замера теплового потока.

Пункты измерения теплового потока – красные треугольники по [11]; желтые квадраты – грунтовые станции; цифры красным – тепловой градиент, цифры синим – средняя теплопроводность и тепловой поток (цифры зеленым); пункты измерения теплового потока – белые кружки с цифрами по [12]. Н – котловина Нансена, Г – хр. Гаккеля, А – котловина Амундсена, Л – хр. Ломоносова, П – котловина

Подводников, КО – континентальная окраина Евразии.

*Заключение.* Интерпретационный анализ материалов сейсмических исследований [1–3] показывает, что наиболее активные сдвиговые смещения по ХЛЗ происходили в меловое – раннекайнозойское время. После этого спрединг в Евразийском бассейне упал до медленного и ультрамедленного и движения по ХЛЗ практически незаметны, но судя по рис. 2а, сопровождаются слабой сейсмичностью на СВ фланге этой зоны в котловине Амундсена. Тогда как ЮЗ фланг ХЛЗ отличается повышенной сейсмичностью, что подчеркивается выявленной современной геодинамической активизацией [13], характеризующейся горизонтальными сдвиговыми смещениями.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что ХЛЗ находит отражение не только в данных батиметрии и потенциальных геофизических полях, но и подтверждается материалами глубинных исследований литосферы, сейсмологическими наблюдениями, приуроченностью силовых полей разгрузки метана и, хотя и не многочисленными, теплотрическими показателями.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70012, код «Ресурсы Арктики».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шипилов Э.В., Кириллова Т.А. Тектоника зоны сочленения Евразийского

- бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири // Труды Ферсман. науч. сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 563–567.
2. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Кириллова Т.А. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири по новым сейсмическим данным // Арктика: экология и экономика. 2020. № 4(40). С. 34–42.
  3. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И. Хатангско-Ломоносовская зона разломов: строение, тектоническая позиция, геодинамика // Арктика: экология и экономика. 2019. № 3 (35). С. 47–61.
  4. Corchete V. 3D imaging of the crust and upper mantle beneath the Arctic Ocean from Rayleigh-wave group-velocity analysis // Geological Journal. 2019. 54. P. 1–9.
  5. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И., Кириллова Т.А. Геодинамические обстановки в зоне сопряжения хребта Ломоносова и Евразийского бассейна с континентальной окраиной Евразии // Геотектоника. 2021. В печати.
  6. Богоявленский В.И. Формирование залежей углеводородов в верхней части разреза и кратеров выбросов газа // Нефтегаз. 2019. № 1(85). С. 48–55.
  7. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А., Цуканов Н.В. Система разломов контролирующей метановые сипы на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 354–358.
  8. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. и др. Новейшие структуры, стратиграфия квартера и современная геодинамика территории арктического сектора прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья (северо-восток Якутии) // Бюл. комис. изуч. четвер. пер. 2007. № 67. С. 6–19.
  9. Рогожин Е.А., Антоновская Г.Н., Капустян Н.К. Современное состояние и перспективы развития системы сейсмического мониторинга Арктики // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 1. С. 58–69.
  10. Масуренков Ю.П., Слезин Ю.Б., Собисевич А.Л. Газовые шлейфы у острова Беннетта // Изв. РАН. Серия географическая. 2013. № 3. С. 86–95.
  11. O'Regan M., Preto P., Stranne C. et al. Surface heat flow measurements from the East Siberian continental slope and southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. 17. P. 1–15.
  12. Stranne C., O'Regan M., Dickens G. R. et al. Dynamic simulations of potential methane release from East Siberian continental slope sediments // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. P. 872–886.
  13. Баранов В. Б., Флинт М. В., Римский-Корсаков Н. А. и др. Структурные свидетельства современной активности Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в море Лаптевых // ДАН. 2018. Т. 480. № 3. С. 344–347.

The reflection of the Khatanga-Lomonosov fault zone in the spectrum of the results obtained in the course of research by different geological and geophysical methods is considered. The relationship of the fault zone with the bands of gradients of the distribution of S-velocity isolines as a function of depth, with increased values of the heat flow, with the peculiarities of the distribution of earthquake epicenters, as well as with the confinement of sip fields of methane unloading is illustrated.

**Шрейдер А.А.<sup>1</sup>, Сажнева А.Э.<sup>1</sup>, Ключев М.С.<sup>1</sup>,  
Бреховских А.Л.<sup>1</sup>, Бохойо Ф.<sup>2</sup>, Галиндо-Зальдивар Х.<sup>3</sup>,  
Моралес Ц.<sup>4</sup>, Евсенко Е.И.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, e-mail: [aschr@ocean.ru](mailto:aschr@ocean.ru), [alexe@ocean.ru](mailto:alexe@ocean.ru); <sup>2</sup>Испанский институт геологии и минералогии, Мадрид, Испания; <sup>3</sup>Гранадский университет, Гранада, Испания; <sup>4</sup>Андалузский Институт наук о Земле, Гранада, Испания)

**Кинематическая модель развития дна котловины Джейн  
(море Уэдделла)**

**Schreider A.A.<sup>1</sup>, Sazhneva A.E.<sup>1</sup>, Klyuev M.S.<sup>1</sup>,  
Brekhovskikh A.L.<sup>1</sup>, Bohoyo F.<sup>2</sup>, Galindo-Zaldivar X.<sup>3</sup>,  
Morales C.<sup>4</sup>, Evsenko E.I.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Spanish Institute of Geology and Mineralogy, Madrid, Spain; <sup>3</sup>University of Granada, Granada, Spain; <sup>4</sup>Andalusian Institute of Earth Sciences, Granada, Spain)

**Kinematic model of the development of the bottom of the Jane  
bottom (Weddell Sea)**

Ключевые слова: море Уэдделла, котловина Джейн, геохронология, кинематика дна

Исследовалась палеогеодинамика и геохронология развития дна котловины Джейн на северо-западе моря Уэдделла.

Изучение геологического развития северо-запада моря Уэдделла в контексте разрушения континентального моста между Южной Америкой и Антарктидой и эволюцией дна переходной зоны от Тихого океана к Атлантическому является важной и актуальной задачей. Это важно для понимания взаимодействия литосферных плит Скотия и Антарктической, а также определения первичного пространственного положения элементов американо-антарктического континентального моста и восстановления на количественной основе начальных этапов раскрытия дна северо-запада моря Уэдделла во взаимосвязи с инициализацией американо-антарктического сектора южного циркумполярного океанского течения – важнейшего элемента эволюции климата южного полушария Земли и планеты в целом. Существенную роль в изучении палеогеодинамики севера моря Уэдделла играет восстановление эволюции дна в районах, окружающих Южно-Оркнейский микроконтинент, том числе и в котловине Джейн.

В результате исследований испанского научно-исследовательского судна «Гесперидас», дополненных цифровыми материалами международных баз и литературными источниками, выделены новые и, при необходимости, реинтерпретированы известные ранее линейные магнитные аномалии в

котловине Джейн. Моделирование палеомагнитных аномалий позволило составить современную версию электронной карты-схемы геохронологии ее дна. Разрастание дна в котловине началось во время хрона C17n.3n (38.159–38.333 млн. лет), а может быть и хрона C17r (38.333–38.615 млн. лет) и шло со средней скоростью до 1.2 см/год. Наращивание новой океанической коры в котловине к югу от палеооси спрединга шло в целом на 6% интенсивнее, чем к северу от нее. Наиболее медленным (около 0.5 см/год) разрастание дна было в первые три миллиона лет после откола Банки Джейн от Южно-Оркнейского микроконтинента в интервале хронов C17n.3n–C16n.1n.

Часть работы, связанная с усовершенствованием методики кинематических расчетов, выполнена в рамках государственного задания № 0128-2021-0004. Отдельные методические вопросы прорабатывались в рамках Программы Президиума РАН проект №0149-2018-0026. Основная часть исследования выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, проект № 20-05-00089.

The paleogeodynamics and geochronology of the development of the bottom of the Jane Basin in the northwest of the Weddell Sea were studied.

*Научное издание*  
*Сборник*

ISBN 978-5-6045110-7-7

DOI: 10.29006/978-5-6045110-7-7

**Геология морей и океанов**  
**Материалы XXIV Международной научной конференции**  
**(Школы) по морской геологии.**

**Том IV.**

**Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,**  
**2021. – 355 с.**

ISBN 978-5-6045110-7-7

ISBN 978-5-6045110-7-7



9 785604 511077