



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

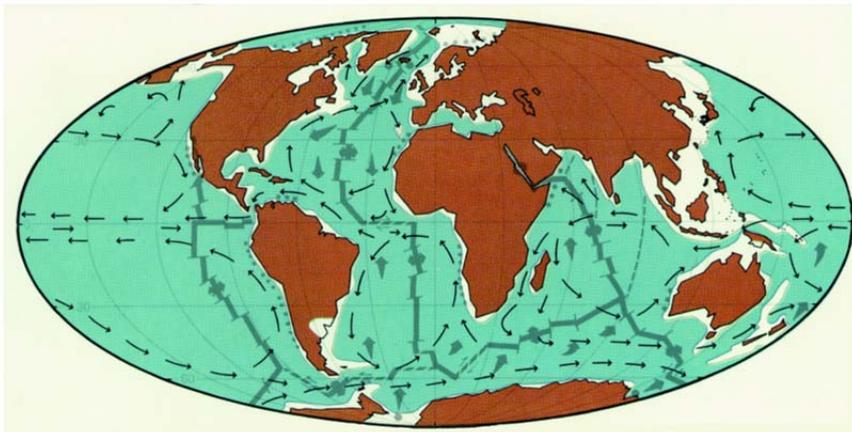
Материалы  
XXIV  
Международной  
научной  
конференции  
(Школы)  
по морской  
геологии

Москва

2021

# ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том I



*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 I**

**GEOLOGY  
OF SEAS AND OCEANS**

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

**Moscow, November 15–19, 2021**

**Volume I**

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. I. – М.: ИО РАН, 2021. – 316 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 I рассмотрены проблемы палеоокеанологии, палеоэкологии, биостратиграфии, перекрестной корреляции отложений, а также геоэкологии, загрязнения Мирового океана.

*ISBN 978-5-6045110-4-6*

*DOI: 10.29006/978-5-6045110-4-6*

Доклады опубликованы в авторской редакции.  
Ответственный редактор к.г.-м.н. Н.В. Политова  
Рецензенты  
академик Л.И. Лобковский, д.г.н. Е.И. Полякова,  
д.г.-м.н. А.Г. Матуль, д.г.-м.н. В.В. Гордеев

**Geology of seas and oceans: Proceedings of XXIV International Conference on Marine Geology. Vol. I. – Moscow: IO RAS, 2021. – 316 pp.**

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

Volume I includes reports devoted to the problems of paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of deposits and of geoecology, pollution of the World Ocean.

*ISBN 978-5-6045110-4-6*  
ББК 26.221

© ИО РАН 2021

## ОГЛАВЛЕНИЕ

### **Палеоокеанология, палеоэкология, биостратиграфия, перекрестная корреляция морских и сухопутных отложений**

<i>Бадюкова Е.Н.</i> Существование пролива между Аральским и Каспийским морями в конце неоплейстоцена – начале голоцена	16
<i>Баренбаум А.А.</i> Подтверждение гипотезы «Snowball Earth» галактической моделью	21
<i>Бердникова А.А., Зенина М.А., Чеховская М.П.</i> Изменение условий среды в голоцене на северном шельфе Каспийского моря	26
<i>Василенко Л.Н., Даутова Т.Н.</i> Особенности распределения радиоларий в поверхностных осадках южных гайотов Императорского хребта	29
<i>Вологина Е.Г., Штурм М., Босин А.А., Колесник А.Н.</i> Оценка скоростей современного осадконакопления в Чукотском море по данным <sup>210</sup> Pb-датирования	34
<i>Гладенков А.Ю.</i> Находки силикофлагеллат в разрезе морского кайнозоя Западной Камчатки (бухта Квачина)	38
<i>Гладенков Ю.Б.</i> Как возникла и почему изменяется Международная стратиграфическая шкала. Ее современное состояние	43
<i>Гладенков Ю.Б.</i> Стратиграфия морского палеогена и геологические события в пределах Северо-Восточной Азии (Корякское нагорье)	46
<i>Голованова О.В.</i> Особенности формирования осадочно-породных и водоносных комплексов неоплейстоцена в регионе Астраханского газоконденсатного месторождения	48
<i>Гришкевич В.Ф.</i> Особенности седиментации и диагенеза конденсированных толщ на примере баженовского горизонта Западной Сибири	53
<i>Дорохова Е.В., Родригес-Товар Ф.Х., Дорохов Д.В., Кулешова Л.А., Кречик В.А., Глазкова Т., Мена А.</i> Ландшафтные исследования в глубоководном проходе Дискавери, Северо-Восточная Атлантика	58
<i>Ерошенко Д.В., Харин Г.С., Напреенко М.Г., Исаченко С.М., Дорохова Е.В., Жуковская И.П.</i> Состав песков морского	63

дюнного берегового склона – разрез у пос. Лесное, Куршская коса	
<i>Зенина М.А., Чепалыга А.Л.</i> Комплексы остракод стратотипических разрезов карангатского бассейна Черного моря (верхний плейстоцен)	68
<i>Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Овсепян Е.А.</i> Влияние прохода Вима на формирование седиментационных контуритовых систем в Юго-Западной Атлантике	71
<i>Киреевко Л.А.</i> Бентосные фораминиферы в поверхностном слое осадков Чаунской губы Восточно-Сибирского моря по материалам 60-го рейса НИС «Академик Опарин»	74
<i>Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А.</i> Лабораторный этап анализа водных палиноморф: проблемы и решения	79
<i>Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.</i> Возможности использования микроводорослей для реконструкций интенсивности речного стока в голоцене на примере моря Лаптевых	84
<i>Кузьмина Е.С., Перечнев Р.В., Вторушина Э.А., Пивоварова Е.С.</i> Литолого-геохимическая характеристика баженовских отложений в Западной Сибири	89
<i>Левитан М.А.</i> Абсолютные массы накопления плейстоценовых осадков Мирового океана	93
<i>Левитан М.А.</i> Средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений Мирового океана	98
<i>Левитан М.А.</i> Феномен эоплейстоцена Атлантики: миф или реальность?	103
<i>Лыкова М.А., Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О.</i> Особенности четвертичной седиментации в восточной части трансформной долины Вима (Центральная Атлантика)	108
<i>Макшаев Р.Р., Свиточ А.А., Янина Т.А., Ткач Н.Т., Лобачева Д.М., Бердникова А.А., Тюнин Н.А., Сычев Н.В.</i> Литофациальное строение нижнехвалынских отложений Среднего Поволжья	113
<i>Мальшева Е.Н.</i> Условия формирования пермских органогенных построек Южного Приморья	116
<i>Матуль А.Г., Чеховская М.П., Новичкова Е.А., Тихонова А.В., Кравчишина М.Д.</i> События массового ледового разноса в Лофотенской котловине Норвежского моря в конце последнего оледенения плейстоцена	120

<i>Мелик-Адамян Г.У.</i> Достигала ли великая акчагыльская трансгрессия территории северо-восточной Турции?	123
<i>Овсепян Е.А., Тетар М., Иванова Е.В., Макс Л., Тидеманн Р.</i> Зона кислородного минимума в западной части Берингова моря в послеледниковье: эволюция и возможные причины изменчивости	128
<i>Овсепян Я.С., Михайлов Д.А., Талденкова Е.Е., Аверкина Н.О., Корсун С.А.</i> Распределение сообществ фораминифер в поверхностных осадках моря Лаптевых по данным экспедиций 2012 и 2017 гг.	132
<i>Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Гречихина Н.О., Крылов А.А.</i> Изменения параметров окружающей среды Баренцева моря в позднем плейстоцене и голоцене на примере новой колонки морских осадков из желоба Франц-Виктория	136
<i>Полякова Е.И.</i> Ледовая седиментация в полярных областях океанов по микропалеонтологическим данным	139
<i>Пугачева Т.Л., Пономаренко Е.П.</i> Определение локального резервуарного эффекта при датировании осадков Балтийского моря	144
<i>Руденко О.В., Талденкова Е.Е., Шкарубо С.И.</i> Реконструкция палеосреды Центральной впадины Баренцева моря в период дегляциации и в голоцене	148
<i>Рылеева В.С., Мурдмаа И.О., Беляев Н.А., Иванова Е.В., Борисов Д.Г.</i> Данные по составу взвеси из придонного слоя на континентальном склоне Аргентинской Патагонии	153
<i>Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Жамойда В.А., Буданов Л.М., Прищепенко Д.В., Ковалева О.А., Пискарев-Васильев А.Л., Элькина Д.В., Баширова Л.Д., Пономаренко Е.П., Григорьев А.Г.</i> Новые данные о дегляциации впадины восточной части Финского залива по данным геолого-геофизических исследований	158
<i>Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Рябчук Д.В., Жамойда В.А.</i> Границы максимальных регрессий послеледниковых водоемов в восточной части Финского залива по данным сейсмоакустического профилирования	163
<i>Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Носевич Е.С., Прищепенко Д.В., Жамойда В.А., Пискарев-Васильев А.Л., Элькина Д.В., Баширова Л.Д., Пономаренко Е.П., Буданов Л.М., Григорьев А.Г.</i> Эволюция среды седиментации послеледниковых	168

водоемов восточной части Финского залива в голоцене под воздействием климатических изменений	
<i>Сивков В.В., Бубнова Е.С.</i> Аномальное распределение взвешенного вещества на разрезе в субэкваториальной Атлантике к северу от поднятия Сьерра-Леоне	172
<i>Соколова Е.А.</i> Аномальное климатическое явление в низких широтах Тихого океана в позднем кампане по планктонным фораминиферам	177
<i>Сорокин В.М., Янина Т.А.</i> Глубоководные карангатские отложения Черного моря	182
<i>Стародымова Д.П., Новичкова Е.А., Кравчишина М.Д., Соломатина А.С., Сломнюк С.В.</i> Оценка элементного состава донных осадков на основе данных непрерывного сканирования кернов и стандартных методик химического анализа	184
<i>Тихонова А.В.</i> Современные комплексы бентосных фораминифер Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых	189
<i>Щепелев Ф.С., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Борисов Д.Г.</i> Литолого-фациальный анализ современных осадков в руслах каньонов на континентальном склоне аргентинской Патагонии (юго-западная Атлантика)	192
<i>Яковичкина Е.В., Бордунов С.И., Краснова Е.А.</i> Событийные уровни мелового климатического оптимума Северо-Западного Кавказа	197
<i>Янина Т.А., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф.</i> Система Каспия в динамике природной среды эпохи МИС 5	202
<i>Янина Т.А., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф.</i> Понто-Каспий в эпоху межстадиального потепления МИС 3	207
<i>Gerivani H., Putans V.</i> Tectonic control on distribution of gas hydrates in the shallow sediments of the deep southern Caspian Basin	211
<i>Gerivani H., Putans V.</i> Trace of historical earthquake events on the shallow sediments of the southern Caspian Basin	216
<i>Glazkova T.A., Hernández-Molina F.J., Dorokhova E.V., Krechik V.A., Kuleshova L.A., Mena A., Rodríguez-Tovar F.J.</i> Sedimentary processes in a Discovery Gap (NE Atlantic): an example of a deep marine gateway	221
<i>Javadova A.</i> On ecology issue of South Caspian Lankaran-Talish Deniz and Khazar offshore areas	225

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

<i>Ананян А.С., Ульянова М.О.</i> Тяжелые металлы в донных осадках Куршского и Калининградского заливов Балтийского моря	231
<i>Ванштейн Б.Г., Ткаченко Г.Г., Гринберг Г.П., Тесанова Л.В.</i> Оценка селективных свойств донных осадков зоны Кларион-Клиппертон по отношению к тяжелым металлам (Cu, Pb, Co, Zn, Cd, Ni)	234
<i>Глазырин Е.А.</i> Геохимическая пульсация грязевых вулканов Темрюкского залива (Азовское море)	236
<i>Денисов В.И., Латун В.В.</i> Химические элементы во взвешенном веществе и донных осадках Нижнего Дона и восточной части Таганрогского залива в условиях постоянного антропогенного влияния дноуглубительных регламентных работ	240
<i>Ермолов А.А., Кизяков А.И., Илюшин Д.Г.</i> Типизация берегов Баренцева и Карского морей по их чувствительности к разливам нефти и нефтепродуктов	245
<i>Иванов М.В., Аксентов К.И., Алаторцев А.В.</i> Содержание ртути в поверхностных донных осадках и колонках Восточно-Сибирского, Лаптевых морей и прилегающей части Северного Ледовитого океана	249
<i>Крек А.В., Гусев А.А., Крек Е.В., Михневич Г.С.</i> Влияние сброса солевого раствора на донную экосистему северного побережья Самбийского полуострова (юго-восточная часть Балтийского моря)	254
<i>Кузнецов А.Н.</i> Нефтяные агрегаты и слики на российском побережье Черного моря: эмпирико-статистическое моделирование процесса естественной трансформации	258
<i>Лучшева Л.Н., Обжиров А.И., Коновалов Ю.И.</i> Мониторинговые исследования ртути в шельфовых водах северо-восточного Сахалина	263
<i>Малахова Л.В., Иванов В.Е., Малахова Т.В., Бобко Н.И., Капранов С.В.</i> Особенности распределения Hg, Pb, Cd в толще донных отложений центральной части Севастопольской бухты	268

<i>Мельник В.Ф., Мельник Ф.В.</i> Мейофауна мягких осадков гайота Альба, Магеллановы горы, Тихий океан	273
<i>Мельник Ф.В.</i> Скопления бесстебельчатых морских лилий на рудных участках гайота Альба, Магеллановы горы, Тихий океан	278
<i>Немировская И.А., Завьялов П.О., Храмцова А. В. Халиков И.С.</i> Уровни и состав углеводов в Керченском проливе	283
<i>Островская Е.В., Дегтярева Л.В., Попова Н.В.</i> Уровень накопления загрязняющих веществ в донных отложениях мелководной зоны Северного Каспия в современный период	288
<i>Рыбалко А.Е., Захаров М.С., Локтев А.С., Щербаков В.А., Беляев П.Ю., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е., Иванова В.В., Исаева О.В., Карташев А.О., Котов С.Г., Сличенков В.И., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Телегин Ю.А.</i> Карта опасных геологических процессов арктической и дальневосточной окраины России	292
<i>Сивков В.В., Ульянова М.О.</i> Морская площадка карбонового полигона в Калининградской области	297
<i>Федоров Ю.А., Дмитрик Л.Ю., Доценко И.В.</i> Пространственно-временные закономерности распределения и поведения железа по континууму воды суши-море (на примере бассейна Азовского моря)	300
<i>Цыганкова А.Е., Беспалова Л.А.</i> Интенсивность проявления абразионно-оползневых процессов в береговой зоне Азовского моря	306
<i>Rakhomova S., Silvestrova K., Berezina A., Stepanova N., Yakushev E.</i> Distribution of surface and subsurface microplastic in the Central Atlantic	311

## CONTENTS

### **Paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of marine and land deposits**

<i>Badyukova E.N.</i> The existence of a strait between the Aral and Caspian Seas in Late Neopleistocene – Early Holocene	16
<i>Barenbaum A.A.</i> Confirmation of “Snowball Earth” hypothesis by Galactic model	21
<i>Berdnikova A.A., Zenina M.A., Yanina T.A., Chekhovskaya M.P.</i> Holocene environmental changes in the North Caspian Sea shelf	26
<i>Vasilenko L.N., Dautova T.N.</i> Features of the distribution of radiolarians in the surface sediments of the southern guyots of the Emperor Seamount Chain	29
<i>Vologina E.G., Sturm M., Bosin A.A., Kolesnik A.N.</i> Estimation of the rates of recent sedimentation in the Chukchi Sea according to <sup>210</sup> Pb-dating	34
<i>Gladenkov A.Yu.</i> Finds of silicoflagellates from the marine Cenozoic section of West Kamchatka (the Kvachina Bay)	38
<i>Gladenkov Yu.B.</i> How the International Stratigraphic Scale appeared and why it is changing. Current state of the Scale	43
<i>Gladenkov Yu.B.</i> Stratigraphy of marine Paleogene and geological events within Northeast Asia (the Koryak Upland)	46
<i>Golovanova O.V.</i> Specificity of Neo Pleistocene sedimentary complexes and aquifer system formation in the Astrakhan gas condensate field	48
<i>Grishkevich V.F.</i> Condensed strata sedimentation and diagenesis features on West Siberian Bazhenov horizon example	53
<i>Dorokhova E.V., Rodríguez-Tovar F.J., Dorokhov D.V., Kuleshova L.A., Krechik V.A., Glazkova T., Mena A.</i> Landscape studies in Discovery Gap, the North-East Atlantic	58
<i>Eroshenko D.V., Kharin G.S., Napreenko M.G., Isachenko S.M., Dorokhova E.V., Zhukovskaya I.P.</i> The composition of the sands of the sea dune coastal slope – section near the v. Lesnoe, Curonian Spit	63
<i>Zenina M.A., Chepalyga A.L.</i> Ostracod assemblages of the stratotype sections of Karangatian Basin of the Black Sea (Upper Pleistocene)	68
<i>Ivanova E.V., Borisov D.G., Murdmaa I.O., Ovsepyan E.A.</i> Influence of the Vema Channel on the formation of the	71

contourite sedimentary systems in the western South Atlantic	
<i>Kireenko L.A.</i> Benthic foraminifera in surface sediments of Chaun Bay of East Siberian Sea based on materials of 60th cruise of the R/V «Akademik Oparin»	74
<i>Klyuvitkina T.S., Novichkova E.A.</i> Laboratory processing in the aquatic palynomorph analysis: problems and solutions	79
<i>Klyuvitkina T.S., Polyakova Ye.I.</i> Application of microalgae for reconstructing of river runoff during the Holocene on the example of the Laptev Sea	84
<i>Kuzmina E.S., Perechnev R.V., Vtorushina E.A., Pivovarova E.S.</i> Lithology and Geochemistry of Bazhenov sediments in West Siberia	89
<i>Levitan M.A.</i> Mass accumulation rates of the World Ocean Pleistocene sediments	93
<i>Levitan M.A.</i> Meanweighted lithological composition of the World Ocean Pleistocene sediments	98
<i>Levitan M.A.</i> Phenomenon of Eopleistocene in the Atlantic Ocean: myth or reality?	103
<i>Lykova M.A., Borisov D.G., Murdmaa I.A.</i> Quaternary sedimentation in the eastern part of the Vema Transform Valley (Central Atlantic)	108
<i>Makshaev R.R., Svitoch A.A., Yanina T.A., Tkach N.T., Lobacheva D.M., Berdnikova A.A., Tyunin N.A., Sychev N.V.</i> Lithofacies structure of lower khvalynian sediments of the Middle Volga region	113
<i>Malysheva E.N.</i> The conditions for the formation of Permian structures in Southern Primorye	116
<i>Matul A., Chekhovskaya M., Novichkova E., Tikhonova A., Kravchishina M.</i> Ice-rafted debris events in the Lofoten Basin, Norwegian Sea, at the end of the Pleistocene last glaciation	120
<i>Melik-Adamyant H.H.</i> Did the Great Akchagyl Transgression Reach the Territory of North-Eastern Turkey?	123
<i>Ovsepyan E.A., Tetard M., Ivanova E.V., Max L., Tiedemann R.</i> Oxygen minimum zone in the western Bering Sea during postglacial times: evolution and possible triggers of the variability	128
<i>Ovsepyan Ya.S., Mikhailov D.A., Taldenkova E.E., Averkina N.O., Korsun S.A.</i> Foraminiferal assemblages distribution in the Laptev Sea bottom sediments according to data from expeditions	132

2012 and 2017	
<i>Ovsepyan Ya.S., Taldenkova E., Grechikhina N., Krylov A.</i>	136
Paleoenvironmental changes in the Barents Sea during the late Pleistocene and the Holocene based on new sediment core from Franz Victoria Trough	
<i>Polyakova Ye.I.</i> Sea-ice sedimentation in the polar regions of the oceans according to micropaleontological data	139
<i>Pugacheva T.L., Ponomarenko E.P.</i> Estimation of the reservoir effect for the dating of Baltic Sea sediments	144
<i>Rudenko O.V., Taldenkova E.E., Shkarubo S.I.</i> Reconstruction of the paleoenvironment of the Central Deep of the Barents Sea during the Deglaciation and the Holocene	148
<i>Ryleeva V.S., Murdmaa I.O., Belayev N.A., Ivanova E.V., Borisov D.G.</i> Composition of suspended matter from the bottom nepheloid layer on the continental slope of the Argentine Patagonia	153
<i>Ryabchuk D.V., Sergeev A.Yu., Zhamoida V.A., Budanov L.M., Prishchepenko D.V., Kovaleva O.A., Piskarev A.L., Elkina D.V., Bashirova L.D., Ponomarenko E.P., Grigoriev A.G.</i> New data on deglaciation of the eastern Gulf of Finland basin based on geological and geophysical research	158
<i>Sergeev A.Yu., Budanov L.M., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A.</i> The maximum regressions of postglacial basins of the Eastern Gulf of Finland according to sub-bottom profiling data	163
<i>Sergeev A.Yu., Ryabchuk D.V., Nosevich E.S., Prishchepenko D.V., Zhamoida V.A., Piskarev A.L., Elkina D.V., Bashirova L.D., Ponomarenko E.P., Budanov L.M., Grigoriev A.G.</i> Evolution of sedimentation environment of postglacial basins in the eastern Gulf of Finland during the Holocene under climate change	168
<i>Sivkov V.V., Bubnova E.S.</i> Anomaly of suspended matter distribution in the area of the Sierra Leone Rise in the Atlantic Ocean	172
<i>Sokolova E.A.</i> Anomalous climatic phenomenon in the low latitudes of the Pacific Ocean in the Late Campanian by planktonic foraminifera	177
<i>Sorokin V.M., Yanina T.A.</i> Deep-sea Karangatian deposits of the Black Sea	182
<i>Starodymova D.P., Novichkova E.A., Kravchishina M.D.</i>	184

<i>Solomatina A.S., Slomnyuk S.V.</i> Evaluation of the elemental composition of bottom sediments based on data from continuous core scanning and standard methods of chemical analysis	
<i>Tikhonova A.V.</i> Modern assemblages of benthic foraminifera of the East Siberian Sea and the Laptev Sea	189
<i>Shchepelev F.S., Murdmaa I.A., Ivanova E.V., Borisov D.G.</i> Litological and facial analysis of quaternary sediments in canyon beds on the continental slope of Argentine Patagonia (southwestern Atlantic)	192
<i>Yakovishina E.V., Bordunov S.I., Krasnova E.A.</i> Event levels of the Cretaceous climatic optimum North-West Caucasus	197
<i>Yanina T.A., Sorokin V.M., Romanjuk B.F.</i> System of the Caspian Sea under environment dynamics of the MIS 5	202
<i>Yanina T.A., Sorokin V.M., Romanjuk B.F.</i> Ponto-Caspian during the interstadial epoch MIS 3	207
<i>Gerivani H., Putans V.</i> Tectonic control on distribution of gas hydrates in the shallow sediments of the deep southern Caspian Basin	211
<i>Gerivani H., Putans V.</i> Trace of historical earthquake events on the shallow sediments of the southern Caspian Basin	216
<i>Glazkova T.A., Hernández-Molina F.J., Dorokhova E.V., Krechik V.A., Kuleshova L.A., Mena A., Rodríguez-Tovar F.J.</i> Sedimentary processes in a Discovery Gap (NE Atlantic): an example of a deep marine gateway	221
<i>Javadova A.</i> On ecology issue of South Caspian Lankaran-Talish Deniz and Khazar offshore areas	225

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

<i>Ananyan A.S., Ulyanova M.O.</i> Heavy metals in bottom sediments of the Curonian and Kaliningrad lagoons of the Baltic Sea	231
<i>Vanshtein B.G., Tkachenko G.G., Grinberg G.P., Tesanova L.V.</i> Evaluation of the selective properties of bottom sediments in the Clarion-Clipperton Zone relative to heavy metals (Cu, Pb, Co, Zn, Cd, Ni)	234
<i>Glazyrin E.A.</i> Geochemical pulsation of mud volcanoes in Temryuk Bay (Sea of Azov)	236
<i>Denisov V.I., Latun V.V.</i> Chemical elements in suspended matter	240

and bottom sediments of the Lower Don and the eastern part of the Taganrog Bay under the conditions of constant anthropogenic influence of dredging routine maintenance	
<i>Ermolov A.A., Kizyakov A.I., Ilyushin D.G.</i> The Barents and Kara shores typification according to their sensitivity to oil and oil product spills	245
<i>Ivanov M.V., Aksentov K.I., Alatorsev A.V.</i> Mercury content in the bottom sediments of the East Siberian, Laptev seas and the adjacent part of the Arctic Ocean	249
<i>Krek A.V., Gusev A.A., Krek E.V., Mikhnevich G.S.</i> Impact of the brine discharge on the bottom ecosystem of the northern coast of the Sambia Peninsula (southeastern part of the Baltic Sea)	254
<i>Kuznetsov A.N.</i> Tarballs and oil slicks on the Black Sea coast of Russia: empirical-statistical modeling of the natural transformation process	258
<i>Luchsheva L.N., Obzhirov A.I., Konovalov Yu.I.</i> Monitoring studies of mercury in waters of the northeastern shelf of Sakhalin	263
<i>Malakhova L.V., Ivanov V.E., Malakhova T.V., Bobko N.I., Kapranov S.V.</i> Distribution features of Hg, Pb, Cd in the sediments column from the central part of Sevastopol bay	268
<i>Melnik V.F., Melnik Ph.V.</i> Soft sediment meiofauna of Alba guyot, Magellan seamounts, Pacific Ocean	273
<i>Melnik Ph.V.</i> Stemless crinoid aggregations in the ore areas of Alba guyot, Magellan seamounts, Pacific Ocean	278
<i>Nemirovskaya I.A., Zavialov P.V., Khramtsova A.V., Halikov I.S.</i> Levels and composition of hydrocarbons in the waters and bottom sediments of the Kerch Strait	283
<i>Ostrovskaya E.V., Degtyareva L.V., Popova N.V.</i> Accumulation of pollutants in the sediments of the shallow water zones of the Northern Caspian in the modern period	288
<i>Rybalko A.E., Zakharov M.S., Loktev A.S., Shcherbakov V.A., Belyaev P.Yu., Tokarev M.Yu., Terechina Ya.E., Ivanova V.V., Isaeva O.V., Kartaschov A.O., Kotov S.G., Slinchenkov V.I., Obzhirov A.I., Shakirov R.B., Telegin F.Yu.</i> Map of dangerous geological processes in the Arctic and Far Eastern continental margin of Russia	292
<i>Sivkov V.V., Ulyanova M.O.</i> Offshore site of the carbon polygon in the Kaliningrad Region	297
<i>Fedorov Yu.A., Dmitrik L.Yu., Dotsenko I.V.</i> Spatio-temporal	300

regularities of the distribution and behavior of iron along the land-sea water continuum (on the example of the Azov Sea basin)

*Tsygankova A.E., Bespalova L.A.* The intensity of the manifestation of abrasive-landslide processes in the coastal zone of the Sea of Azov 306

*Pakhomova S., Silvestrova K., Berezina A., Stepanova N., Yakushev E.* Distribution of surface and subsurface microplastic in the Central Atlantic 311

***ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ,  
ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ,  
БИОСТРАТИГРАФИЯ,  
ПЕРЕКРЕСТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ  
МОРСКИХ И СУХОПУТНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ***

***PALEOOCEANOLOGY,  
PALEOECOLOGY,  
BIOSTRATIGRAPHY, CROSS  
CORRELATION OF MARINE AND  
LAND DEPOSITS***

**Бадюкова Е.Н.**

(Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: badyukova@yandex.ru)

**Существование пролива между Аральским и Каспийским морями в конце неоплейстоцена – начале голоцена**

**Badyukova E.N.**

(Lomonosov Moscow State University, faculty of geography)

**The existence of a strait between the Aral and Caspian Seas in Late Neopleistocene – Early Holocene**

Ключевые слова: Палеогеография, палеорельеф, палеодолина, палеорека, плейстоцен, голоцен, морские раковины, террасы.

Анализ истории развития рельефа приаральского региона позволяет сделать вывод о возможности проникновения в конце неоплейстоцена – начале голоцена раковин *Cardium edule* из Каспия в Аральское море по протяженному и глубокому палеоврезу, выработанному ранее при перетоке вод из Западной Сибири по Тургайскому прогибу, далее по Турану и Палеоузбою в Каспийское море.

**Введение.** Основной причиной обратиться к данной теме явился вопрос о проникновении раковин моллюсков *Cardium edule* в Аральское море. Те объяснения, которые существуют в научной литературе, явно неудовлетворительны. В частности, говорится о переносе икринок водоплавающими птицами или же о постепенном последовательном заселении раковин в пресноводных озерах вверх по Узбою. В настоящей работе анализ палеогеоморфологического строения рассматриваемого региона с привлечением литературного и современного картографического материала позволил предположить существование пролива между Аральским и Каспийским морями, и допустить возможность проникновения раковин моллюсков *Cardium edule* по этому проливу, существовавшему еще в начале голоцена. Однако, прежде чем перейти непосредственно к данному вопросу необходимо очень коротко рассмотреть историю развития приаральского района за более длительный интервал времени.

**Палеорельеф.** В последнее время все больше данных, подтверждающих переток вод из Западной Сибири через Тургай, о чем говорили многие исследователи (Гумбольдт А., Миндендорф А.Ф., Ямнов А.А., Волков, Астахов и Гроссвальд, Архипов С.А., Городецкая М.Е., Панин А.В. и др.). Поток, следуя на юг, выработал глубокий эрозионный врез, который фиксируется под осадками Аральского моря в его западной части, а также под отложениями в Сарыкамышской впадине (рис. 1) и в Узбое.

Ряд авторов происхождения впадин Арала и Сарыкамышы приписывают в значительной степени работе рек, стекавших с севера. На карте донных отложений Аральского моря в его северной части есть вытянутая вдоль зона крупного кварцевого песка, явно принесенного сюда с севера. Еще одним признаком наличия перетока являются пески Малые и Большие Барсуки,

протянувшиеся от Тургайского прогиба к Аральскому морю и фиксирующие поступление аллювиального материала. Также важно отметить, что на высокой аральской террасе вдоль восточного склона Устюрта найдены гальки из пород, развитых в Мугоджарах [1]. Проведенный авторами анализ позволил утверждать, что гальки были перенесены достаточно бурными потоками большой водности. Однако присутствие на этой террасе раковин *Cardium edule* объяснению не поддавалось. Впоследствии, в конце четвертичного времени значительная часть эрозионной долины была заполнена аллювием этого потока и рек Аму-Дарья и Сыр-Дарья мощностью до 60–70 м. Именно древний аллювий в виде пласта конгломерата из устюртских пород залегает под дельтовыми отложениями у Дарьялыка, одной из дельт Аму. Это чередование пластов мелкого и очень крупного конгломерата мощностью до 15 м, состоящего из

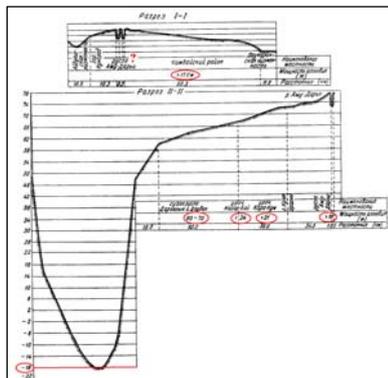


Рис. 1. Палеоврез в Сарыкамьшской впадине [по 2]

галек и валуны до 0.5 м, сарматских известняков и мергелей. Судя по размерности аллювиальных осадков, а также принимая во внимание геоморфологическое строение берегов вдоль крупных останцов в Сарыкамьше, гидродинамическая обстановка была очень активной: высокие клифы, мощные береговые валы, сложенные валунно-галечным материалом. Результатом водной эрозии являются как восточные чинки Устюрта, так и многочисленные останцы.

В центральной части Сарыкамьша днища шорových депрессий залегают на абс. высоте минус 40–45 м. Депрессии имеют характер многочисленных плоскодонных, замкнутых в большинстве впадин, разобщенных низкими перемычками и часто соединенных небольшими протоками. По бортам впадин вскрываются третичные глины, перекрытые мощной толщей конгломератов из окатанных местных сарматских известняков с примесью кристаллических пород, т.е. действовали быстрые потоки, способные переносить грубый материал, причем не только местный. Есть интересные данные, согласно которым была еще одна главная река, которая исчезла после землетрясения в верховьях и лишения своих притоков. Это Яны-Дарья по преданиям, а Сыр-Дарья и Аму-Дарья (после ее поворота на север из Низменных Каракумов) были притоками этой реки, которая, протекая недалеко к СВ от Самарканда, немного ниже Ургенча принимала рукав Аму, другой рукав направлялся в Каспий [3]. Как считают некоторые исследователи, современная Джаны-Дарья, левый рукав Сыр-Дарья – это то, что осталось от этой загадочной древней реки.



Рис. 2. 1. Узбой. 2. Яны-Дарья. 3. Урочище Иски-Дарья-Буи-Дарьялыкь (т.е. Старое речное русло). 4. Чу. 5. Иссик-кульская долина. 6. Сыр-Дарья. 7. Аму-Дарья. 8. Сарысу [по 3].

По предлагаемому нами сценарию воды данной реки сливались с водами, стекавшими из Западно-Сибирской низменности, поэтому поток мог функционировать длительное время. Что позволяет высказать такое предположение? Если согласиться на существование пролива в течение недолгого времени и прекращение поступления по нему пресноводных вод, то в хвалынское время каспийские воды вместе с характерными для того времени раковинами моллюсков трансгрессировали бы вверх по проливу до отметок 35–40 м абс. Однако нет ни одного упоминания об их находках как в Сарыкамьшской впадине, так и в колонках глубоководных скважин в Аральском море. Следовательно, в данном районе в это время продолжала существовать обширная речная сеть. Впоследствии после исчезновения главной реки, Аму-Дарья и Сыр-Дарья стали существовать самостоятельно, мигрируя по Турану и последовательно формируя обширные дельты. Сложная история развития этих рек в данной небольшой по объему статье не рассматривается. Вероятно, сток по эрозионной ложбине стока прекратился только в конце хвалынского этапа и на данной территории установились субаэральные условия.

Из Сарыкамьшской впадины поток следовал по проливу, который позднее наследовал Узбой. На космоснимках территории Верхнеузбойского коридора видна четкая долина, выработанная, судя по геологическим данным, в отложениях заунгузской свиты, акчагыла и апшерона. Воды размывали здесь полосу несоизмеримо более широкую, нежели русло Узбоя, заложенное внутри нее. Т.е. воды, первоначально вытекающие из Сарыкамьша, были более обильны, чем в период существования Узбоя. О значительных размерах потока свидетельствует глубокая эрозионная ложбина в пределах Верхнеузбойского коридора, выполненная аллювием. Глубина палеовреза достигает 75 м, а ширина 9 км. В месте соединения Узбоя с Низменными Каракумами на высоте 56.5 м абс. подошва четвертичных отложений залегает на отметке –6 м [4].

Проникновение *Cardium edule* в Аральское море. О присутствии раковин *Cardium edule* в Арале, Сарыкамьше и на окружающих территориях писали многие исследователи (Берг Л.С., Обручев В.А., Димо Н.А., Герасимов И.П., Кесь А.С. и др.). Интерес к Аралу, учитывая катастрофическое падение его уровня в настоящее время, возрос. В последних работах также уделено внимание каспийским моллюскам *Cardium edule* [5, 6]. Встречаются они и на высоких террасах Аральского моря (до 60–70 м абс.)

и в отложениях даже самых глубоких впадин Аральского моря. В Сарыкамыше раковины выявляются только в наиболее глубоких котловинах и на дне высохших озер, но восточнее их нет, на запад распространяются на 15 км, на юг – на 30 км. Раковины часто лежат с поверхности или перекрыты озерными осадками, причем в самом верхнем слое они очень мелкие, что указывает на неблагоприятные для них экологические условия. Отложились они уже в историческое время, так как среди них присутствуют обломки кирпичей, посуды и т.д. Вниз по разрезу увеличивается как количество раковин *Cardium edule*, так и их размеры, что указывает на более благоприятные условия для жизнеобитания в то время.

На осушившемся дне Сарыкамыша с поверхности отложения сцементированы, часто в виде корки и плит, а песчаные массивы состоят в основном из оолитов. Все это указывает на активное хемогенное осадконакопление в бассейне. Не исключена возможность образования эолионитов и бич-рока на его берегах и, в частности, у истоков Узбоя, которые (особенно бич-рок) можно ошибочно принять за коренные породы, слагающие порог стока.

В Аральском море во многих скважинах были обнаружены раковины *Cardium edule*, включая самые глубокие его участки. Так, калиброванный возраст раковин в Аральском море из скважины В-05-2009 (устье скважины 26.5 м абс.) составил 6.6–7.0; из 258 скважины К-2009-1 (устье 48 м абс.) калиброванный возраст *Cardium edule* 4300–4700 [10]. Интересные данные получены из скважины 15, расположенной в 42 км к югу от о-ва Барсакельмес (при уровне моря +53 м). Особенность разреза данной скважины – деление его на две основные толщи: нижняя докардиумная и верхняя «кардиумная». Нижняя толща характеризуется толщиной континентальных глин, песками и илами с пресноводными раковинами моллюсков и остракодами. Из подошвы «кардиумной» толщи получена радиоуглеродная датировка  $4956 \pm 100$  л. [7]. Возраст раковин *Cerastoderma glaucum* из поверхностных слоев террасы на Куландинской косе (54.5 м абс.) гораздо моложе –  $2860 \pm 80$  л. [8].

Традиционно считается, что раковины *Cardium edule* проникли в Каспий 6–8 тыс. л.н., т.е. тогда, когда на Каспии была новокаспийская трансгрессия (Федоров П.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. и др.). Однако есть находки раковин на более высоких уровнях (до –10...–12 м), причем на сравнительно стабильных участках побережья Каспия и куда они явно не занесены ветром [9]. Также раковины моллюсков этого вида были обнаружены в грунтовой колонке, пробуренной на дагестанском побережье на глубине 27 м, в отложениях берегового вала, представляющего береговую линию мангышлакской регрессии [10].

Вышесказанное позволяет приурочить проникновение раковин к концу позднехвалынской эпохи – к началу мангышлакской регрессии. Позднее, во время повышения в голоцене уровня Каспия морские воды с раковинами *Cardium edule* проникли в выработанную ранее эрозионную долину, сформировав протяженный залив, воды которого заполнили и впадины,

занятые впоследствии Аральским морем и Сарыкамышем. Затем Аму-Дарья, последовательно образуя дельты, начала формировать последнюю, Приаральскую дельту, которая впоследствии разделила Аральское море и Сарыкамышскую впадину на два самостоятельных бассейна. Сыр-Дарья и Аму-Дарья впадали в это время в Арал, это привело к подъему его уровня. Это произошло уже после проникновения туда *Cardium edule*. Именно поэтому, отобранные на глубине моря раковины, первыми попавшие в Арал, имеют более древний возраст по сравнению с теми, которые отобраны на высоких морских террасах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 20-77-00068)

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пшенин Г.Н. Происхождение и возраст доголоценовых террас Арала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 3. С. 675–677.
2. Лопатин Г.В. Дельта Амударьи. М.-Л: Изд-во АН СССР, 1958.
3. Чайковский А. Далекое прошлое Туркестана. С-Петербург, 1896.
4. Нагинский Н.А., Амурский Г.И. Краткий обзор и общая схема параллелизации четвертичных отложений Низменных Кара-Кумов и Юго-Восточной Туркмении // Известия Академии наук Туркменской ССР. 1958. № 5. С. 12–22.
5. Burr G.S., Kuzmin Y.V., Krivonogov S.K. et al. A history of the modern Aral Sea (Central Asia) since the Late Pleistocene // Quaternary Science Reviews. 2019. № 206. P. 141–149.
6. Krivonogov S.K. Burr, G.S. et al. The fluctuating Aral Sea: A multidisciplinary-based history of the last two thousand years // Gondwana Research. 2014. V. 26. № 1. P. 84–130.
7. Маев Е.Г., Маева С.А., Николаев С.Д. и др. Новые данные по голоценовой истории Аральского моря // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. 1983. Ч. II. С. 133–143.
8. Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я. Позднечетвертичные стадии развития Аральского моря и их связь с изменениями климатических условий этого времени // Колебания увлажненности арало-каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 175–181.
9. Бадюкова Е.Н. Одно из доказательств соединения Каспийского и Черного морей в конце позднехвалынского времени // Геоморфология. 2004. № 2. С. 23–36.
10. Маев Е.Г., Артамонов В.И., Абрамова Т.А. и др. Стратиграфия и условия формирования мелководных осадков дагестанского шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976. Вып. 5. С. 73–81.

The analysis of the history of the development of the relief of the Aral Sea region allows us to conclude that at the end of the Neopleistocene - the beginning of the Holocene, *Cardium edule* from the Caspian Sea have penetrated to the Aral Sea through a long and deep paleovalley developed earlier during the flow of water from Western Siberia along the Turgai trough, then along the Turan and Paleouzbouy into the Caspian Sea.

**Баренбаум А.А.**

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

**Подтверждение гипотезы «Snowball Earth» галактической моделью**

**Barenbaum A.A.**

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

**Confirmation of “Snowball Earth” hypothesis by Galactic model**

Ключевые слова: галактическая модель, галактические кометы, гипотеза «Земля-снежок»

Используя модифицированную версию галактической модели, показано, что эмпирические факты, лежащие в основе гипотезы «Земля-снежок», вполне могут быть объяснены бомбардировками галактических комет в период движения Солнца в галактическом рукаве Scyx-Scutum.

Введение. Сегодня большую научную значимость приобрела гипотеза «Snowball Earth» [1], предполагающая, что в венде и ранее Земля не раз была покрыта льдом. Причины тотальных оледенений малопонятны и активно дискутируются. Такие оледенения получают теоретическое объяснение на основе авторской галактической модели геологической цикличности [2–5].

Галактическая модель начала разрабатываться автором более тридцати лет назад, в связи с открытием в астрономии явления струйного истечения вещества из центра спиральных галактик [2, 3]. Модель уточняется и поныне [4, 5], физически связывая главные геологические события прошлого Земли и Солнечной системы с процессами в Галактике. К настоящему времени модель апробирована при решении ряда ключевых междисциплинарных проблем на стыке астрономических и геологических наук [2–12].

Галактическая модель. На рис. 1 приведены спиральная конструкция Галактики и солнечная орбита, наилучшим образом отвечающие данным астрономии и геологии. Галактика имеет 4 спиральные рукава и 2 струйные потока, которые берут начало из ядерного диска. В процессе орбитального движения вокруг центра Галактики Солнце квазипериодически через 19–37 млн. лет пересекает спиральные рукава и струйные потоки Галактики, и в эти эпохи на протяжении ~1–5 млн. лет все планеты Солнечной системы бомбардируются галактическими кометами.

Падения галактических комет – это главная причина глобальных циклов тектонических, климатических и биотических процессов на нашей планете [6–12]. Времена падений наиболее четко фиксируются эпохами массовых вымираний живых организмов, которые исторически положены в основу построения Стратиграфической (геохронологической) шкалы фанерозоя в виде совокупности границ стратонов разного ранга [13].

Времена границ шкалы и их ранг в галактической модели определяет интенсивность кометных падений: временам «сильных» бомбардировок отвечают границы систем (периодов), а «слабых» – отделов (эпох). Сильные бомбардировки возникают, если Солнце одновременно пересекает струйные

потоки и галактические рукава, а слабые – лишь струйные потоки.

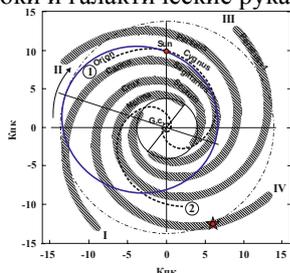


Рис. 1. Положение Солнца на галактической орбите (эллипс) относительно 4-х рукавов (римские цифры) и 2-х струйных потоков (арабские цифры) Галактики. Большим пунктирным кругом обозначен радиус коротации Галактики. Звездочка – место образования Солнечной системы в рукаве IV

Расчет границ систем фанерозоя приведен на рис. 2 [5]. Хорошо видно, что точность расчета границ систем не уступает их точности определения в Общей стратиграфической шкале России (ОСШ-1993) [14].

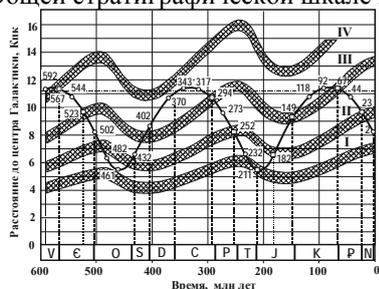


Рис. 2. Положения Солнца относительно 4-х рукавов Галактики и его расстояние до ее центра во времени. Римские цифры – номера рукавов; синусоидальная кривая – орбита Солнца. Квадраты и кружки на орбите – моменты «сильных» и «слабых» кометных бомбардировок. Внизу – границы систем фанерозоя в шкале ОСШ-1993

Установлено также [4], что чередование слабых и сильных кометных бомбардировок в докембрии и фанерозое не отличались. При этом главные геологические мега-события в истории Земли, определившие границы зон и зонотом, подчиняются общей закономерности (рис. 3 и табл. 1).

Таблица 1. Связь мега-событий докембрия с галактическими рукавами [4]

Галактический рукав	Время события, млрд. лет	Границы зон и зонотом в ОСШ
I. Carina-Sagittarius	–	
II. Perseus	1.567 3.567	Мезопротерозой Архей
III. Norma-Perseus+1	1.067 3.067	Неопротерозой Мезоархей
IV. Crux-Scutum	0.567 2.567 4.567 6.567	Фанерозой Протерозой 2-й цикл планетообразования Образование Солнечной системы

Из табл. 1 следует, что рукав Crux-Scutum (IV), где происходили самые крупные события на Земле и в Солнечной системе, оказывается «мощнее» трех других рукавов Галактики. Чтобы объяснить длительное фран-фамен-турне-визейское вымирание на границе девона и карбона (см. рис. 2), нужно

также допустить, что этот рукав имеет и большую «ширину».

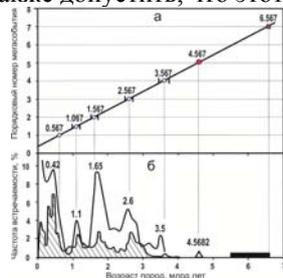


Рис. 3. а) Мегациклы глобальных мега-событий. Цифры – времена событий (млрд. лет); б) Фактические данные, использованные при построении графика мегациклов. Кривые – активность процессов магматизма и рудообразования (заштрихована) в истории Земли по Пушкареву (1990). Треугольник – общепринятый возраст Солнечной системы. Параллелепипед – возраст железных метеоритов класса FeII по Собоновичу (1964)

**Результаты.** На рис. 3 расчеты по модели в интервале времен от 800 до 500 млн. лет назад сопоставлены с границами рифея, венда и кембрия в ОСШ [14, 15]. Ширина рукава IV в расчете принята равной 2 Кпк.

Мы видим, что границы ОСШ-1993 в интервале от 650 до 500 млн. лет назад вызваны падениями галактических комет. Причем бомбардировки в венде 649, 618 и 592 млн. лет назад являются очень «сильными» и близкими по интенсивности событию 567 млн. лет назад на границе венда и кембрия, принятой за начало фанерозоя и имеющей в ОСШ-1993 возраст 570 млн. лет.

Большой интерес в связи с расчетом (рис. 3) вызывает стратиграфическое положение томмотского яруса [16], который делит вендско-кембрийское биотическое событие на две стадии [17]. На первой стадии – венд, возникает специфическая вендская фауна, а к его концу появляются первые существа со скелетами из кремния. На второй стадии – кембрий, вендские организмы почти полностью вымирают и сменяются более разнообразной кембрийской фауной, тогда же возникают животные со скелетами из фосфата кальция.



Рис. 4. «Сильные» и «слабые» кометные бомбардировки в рифее, венде и кембрии. Внизу – границы венда и кембрия по [14, 15]. Остальные обозначения (см. рис. 2)

Томмотский ярус сегодня относят к началу кембрия. Однако в нашей модели этот ярус приходится на время между двумя сильными кометными бомбардировками 592 и 567 млн. лет назад (рис. 4). В период между ними на Землю также падали галактические кометы, но это были уже кометы рукава Стух-Scutum, имевшие повышенные содержания «химических элементов жизни»: P, Ca, Na, S, Cl и др. В [8, 12] показано, что именно эти кометы играли главную роль в вендско-кембрийском биотическом событии и в следующих крупных перестройках биосферы на границах палеозойской, мезозойской и кайнозойской эратем. В связи с этим томмотский ярус, на

наш взгляд, более правильно признать самой стратиграфической границей между зонами протерозоя и фанерозоя.

Расчет (рис. 3) показывает, что в венде могли четырежды формироваться материковые льды, которые частично или полностью таяли в промежутках времени между кометными падениями. При этом оледенения континентов могли возникать в интервале широт от южного полюса до 30° с.ш. [9]. Этот вывод хорошо подтверждают данные по оледенениям, приведенные в [18].

Разумеется, что наличие в венде материковых ледников вряд ли мешало живым организмам эволюционировать и видоизменяться в условиях морей.

Покажем теперь, что оледенения рифея как в фанерозое и венде вызваны падениями галактических комет. С этой целью в табл. 2 времена кометных бомбардировок в интервале от 800 до 650 млн. лет назад сопоставлены с возрастными оледенениями в тот же период времени по данным работы [18].

Мы видим, что большинство выявленных в рифее оледенений в пределах точности измерения их возраста хорошо согласуются со временами падений галактических комет, рассчитанными по галактической модели.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Snowball Earth. Wikipedia-2021
2. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 393 с.
3. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: ЛИБРОКОМ, 2010. 546 с.
4. Баренбаум А.А. Данные геологии и метеоритики как необходимый инструмент разработки адекватной спиральной модели Галактики // Труды ВЕСЭМПГ-2018. –М.: ГЕОХИ РАН, 2018. С. 294–298.
5. Баренбаум А.А., Титоренко А.С. Галактическая модель геологической цикличности: оптимизация параметров и тестирование по данным геологии и астрономии // Труды ВЕСЭМПГ-2020. М: ГЕОХИ РАН, 2020. С. 210–215.
6. Баренбаум А.А. О поступлении космического углерода и его круговороте на Земле // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: ПИН РАН, 1998. Вып. 3. С. 15–29.
7. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 3–14.
8. Баренбаум А.А. Причина «биотической революции» в венде-кембрии с позиций кометно-галактической гипотезы // Докл. АН. 2004. Т. 398. № 4. С. 513–515.
9. Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А. О возможной причине покровных оледенений // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологии. 2004. Т. 79. Вып. 6. С. 13–21.
10. Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: анализ с позиций галактической концепции // Вестник МГУ. Сер. геология. 2004. № 3. С. 3–16.
11. Баренбаум А.А. Ответ на статью Ю.А. Складорова «О галактическом

варианте геохронологической шкалы» // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 135–139.

12. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В., Хаин В.Е. Геологические свидетельства влияния космоса на эволюцию жизни. Вендско-кембрийское биотическое событие // Уральский геологический журнал. 2009. № 6 (72). С. 15–39.

13. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

14. Жамойда А.И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР–России. Ее значение, назначение и совершенствование. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 24 с.

15. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. М.: Наука, 1985. 238 с.

16. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия // Труды ГИН РАН. 1969. Вып. 206. 380 с.

17. Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд, 1997. 156 с.

18. Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере // Труды ГИН РАН. 2015. Вып. 611. 160 с.

Таблица 2. Сопоставление времен бомбардировок и оледенений в рифее

Время бомбардировки Млн. лет	Возраст оледенения, Млн. лет	Авторы	Местоположение оледенения
773	777 ± 7 775 ± 52	Preiss (2000) Deynoux, Trompette (1981)	вулканы Боукаут (Австралия) группа Джебелнат (Африка)
752	746 ± 2 741 ± 6 752 ± 6 <765 и >735	Hoffmann, Prave (1996) Kaufman et al. (2009) Frimmel (2011) Key et al. (2001)	свита Чуос (Сев. Намибия) компл. Гариеп (Юж. Намибия) компл. Гариеп (Юж. Намибия) Конгломерат Катанги (Африка)
732	740 ± 22 740 ± 7 730	Babinsky et al. (2007) Xu et al. (2009) Misi et al. (2011)	Сете-Логос (Бразилия) св. Байиси Куруктага (Африка) форм. Рибейрополис (Бразил)
711	716.47 ± 0.24 725 ± 10 730 – 710 712 ± 0.5 723 +16/-10 709.9 ± 7.3 706 ± 9 705	Macdonald et al. (2010) Xu et al. (2009) Kaufman et al. (2009) Brasier et al. (2000) Allen et al. (2011) Пучков (2010) Alvarenga et al. (2011) Судоргин (1990)	группа Рэпитен (Канада) формация Байиси (Китай) Юднамонтана (Австралия) Форм. Гхубрах (Оман) Форм. Гхубрах (Оман) Южный Урал Форм. Пуга (Южн. Америка) свиты (Киргизский Тянь-Шань)
682	< 686 ± 0.4 и > 667 ± 5 685 ± 5 680 680 ± 23	Link, Christie-Blick (2011) Lund et al. (2011) Busfield, Le Heron (2014) Mahan et al. (2010)	группа Скаут Маунтис (США) форм. Эдвардбург (США) сер. Юднамонтана (Австралия) подгруппа. Упалина (Австралия)
649	658 ± 2 < 657 ± 17 и > 558 ± 35 654 ± 10 > 650 643 ± 2.4	Fanning, Link (2006) Preiss (2000) He et al. (2014) Gorokhov et al. (2001) Kendall et al. (2006)	форм. Вилиерпа (Австралия) свита Вилиерпа (Австралия) формация Алтынгол (Китай) группа Танафиорд (Европа) свита Тепли Хилл (Австралия)

Using a modified version of Galactic model, it is shown that the empirical facts underlying “Earth-snowball” hypothesis may well be explained by galactic comet bombardments in period of Sun movement in galactic arm Crux-Scutum.

**Бердникова А.А.<sup>1</sup>, Зенина М.А.<sup>2</sup>, Янина Т.А.<sup>1</sup>,  
Чеховская М.П.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: alinaberdnikowa@yandex.ru;

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:  
maria\_zenina@mail.ru)

**Изменение условий среды в голоцене на северном шельфе  
Каспийского моря**

**Berdnikova A.A.<sup>1</sup>, Zenina M.A.<sup>2</sup>, Yanina T.A.<sup>1</sup>,  
Chekhovskaya M.P.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS,  
Moscow)

**Holocene environmental changes in the North Caspian Sea shelf**

Ключевые слова: голоцен, соленость, фауна остракод, изменение уровня моря, мангышлакская регрессия, новокаспийская трансгрессия

Анализ комплексов остракод керна скважин на структурах Рыбачье, колонки ГС194-08-14, коллекции видов остракод из колонки ГС194-08-01 и мейобентосных проб, отобранных на северном шельфе Каспийского моря, позволяют выделить в голоценовых отложениях изученного участка три трансгрессивно-регрессивные фазы развития моря. Результаты сопоставления полученных материалов с предыдущими исследованиями в регионе позволяют реконструировать палеоусловия и динамику изменения природной среды Каспийского моря с начала бореального периода.

Каспийское море является крупнейшим бессточным (или внутренним) водоемом в мире, как по площади, так и по объему. Традиционно в его пределах выделяется три части, среди которых северный бассейн – наименьший (80 000 км<sup>2</sup> со средней глубиной 5–6 м и максимальной глубиной 15–20 м) [1]. Уровень Каспийского моря был подвержен существенным, порой резким и драматичным изменениям на протяжении всей истории своего существования, что особенно важно в контексте исследования его северной, самой мелководной части. Считается, что, по крайней мере, для голоцена климатические колебания являются основной причиной изменений уровня Каспийского моря, однако степень этих изменений до сих пор остается спорной. В данной работе нами предпринята попытка реконструировать условия палеосреды в Северном Каспии в голоцене на основании изучения микрофауны остракод.

Материалом для данной работы послужили голоценовые осадки из керна скважин на структурах Рыбачье (Рыбачье-1), колонки ГС194-08-14 (44°59'331" с.ш., 48°36'510" в.д., глубина моря 10.3 м, длина колонки 320 см), коллекция видов остракод из колонки ГС194-08-01 (45°00'063" с.ш., 48°28'859" в.д., глубина 7.5 м, длина колонки 422 см) [2] и 15

мейобентосных проб, отобранных на северном шельфе Каспийского моря в июле 2013 г. с борта судна «Никифор Шуреков». Сухие образцы из голоценовых осадков скважин и колонок были взвешены и промыты через сита 2 мм и 0.1 мм. Для сбора и первичной обработки образцов современных осадков использовали небольшую драгу (36 см шириной) с корпусом из 2 мм железа, мешком из нейлонового сита с ячейей 0.1 мм. Пробы были промыты на борту судна и зафиксированы 75%-ным этиловым спиртом с добавлением красителя «бенгальский розовый». Остракоды были отобраны под бинокулярным микроскопом. При подсчете одна раковина остракод считалась как две створки. Для проведения реконструкции палеоусловий среды были проанализированы комплексы остракоды, а также опубликованные данные о гидрологических условиях района, гранулометрическом составе, изучении диатомовых сообществ [2–5].

В голоценовых и современных осадках на северном шельфе Каспийского моря обнаружено 38 видов остракод, из которых 10 видов остракод обнаружены живыми. Современное распределение остракод в этом районе зависит от типа осадка, глубины и солёности. Вблизи от места впадения Волги в Каспийское море фауна остракод представлена *Cyprideis torosa* (Jones, 1850), который достигает высокой численности. Видовое разнообразие остракод увеличивается с уменьшением влияния Волги на гидрологические условия. Кроме того, распределение остракод зависит и от типа осадка. На обширной территории, занятой ракушечными осадками, отмечается низкое видовое разнообразие и преобладают живые экземпляры *Euxinocythere virgata* (Schneider, 1962), *Tyrrhenocythere amnicola donetziensis* (Dubowsky, 1926) и *C. torosa*. Наибольшее видовое разнообразие представлено на илистых осадках на глубинах 20–30 м.

В исследованных голоценовых осадках скважин структуры Рыбачья, колонок ГС194-08-14 и ГС194-08-01 представлены мангышлакские, новокаспийские и современные отложения шельфа Северного Каспия. В голоценовых осадках скважин и колонок преобладает *C. torosa*. Фауна остракод маргышлакских отложений представлена *C. torosa*, довольно разнообразным мелководным комплексом каспийских видов и представителями пресноводной фауны. По видимому, в этот период времени была изменчивая солёность и периодически происходила смена условий, поэтому в осадках присутствуют представители разных типов фауны. Развитие мангышлакской регрессии является откликом Каспия на нарастающую континентальность климата, предположительно, бореального периода. Кроме того, в мангышлакских отложениях присутствует большое количество переотложенной хвалынской фауны, принадлежащей более глубоководному комплексу. Новокаспийские осадки, в целом, образовывались в более мелководных и опресненных условиях, чем современные. В таких осадках по сравнению с современными сообществами доля *C. torosa* значительно выше, а разнообразие каспийской

фауны ниже. Фауна остракод современных осадков отличается более высоким разнообразием каспийской фауны.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 20-35-90020/20 и Госзадания ИО РАН (проект № 0128-2021-0006).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Leroy S.A.G., Marret F., Gibert E., Chalif F., Reyss J.-L., Arpe K. River inflow and salinity changes in the Caspian Sea during the last 5500 years // *Quat. Sci. Rev.* 2007. V. 26 (25–28). P. 3359–3383.
2. Чеховская М.П., Степанова А.Ю., Хусид Т.А., Матуль А.С., Раковски А.З. Позднеплейстоценовые-голоценовые комплексы остракод шельфовой равнины Северного Каспия // *Океанология.* 2014. Т. 54. № 2. С. 233–242.
3. Zenina M., Ivanova E., Bradley L., Murdmaa I., Schornikov E., Marret F. Origin, migration pathways, and paleoenvironmental significance of Holocene ostracod records from the northeastern Black Sea shelf // *Quaternary Research.* 2017. 87. P. 49–65.
4. Чеховская М. П., Зенина М. А., Матуль А. Г., Степанова А. Ю., Раковски А. З. Реконструкция палеообстановки в голоцене на Северном шельфе Каспийского моря по остракодам // *Океанология.* 2018. Т. 58. № 1. С. 89–101.
5. Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова / Коллектив авторов / Отв. ред. Т.А. Янина; Ред. Н.С. Болиховская, Е.И. Полякова, Т.С. Кловиткина, Р.Н. Курбанов. М.: Географический факультет МГУ, 2020. 689 с.

Ostracod analysis of core material from Rybachye structures, core GS194-08-14, a collection of ostracod species from core GS194-08-01 and meiobenthos samples taken on the northern shelf of the Caspian Sea allow us to identify three main transgressive-regressive phases in the Holocene development of the study area. Compared results of the obtained materials with previous studies in the region make it possible to reconstruct paleoenvironmental conditions and the changes dynamics of the Caspian Sea from the Boreal period beginning.

**Василенко Л.Н.<sup>1</sup>, Даутова Т.Н.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: lidia@poi.dvo.ru; <sup>2</sup>Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, г. Владивосток)

**Особенности распределения радиоларий в поверхностных осадках южных гайотов Императорского хребта**

**Vasilenko L.N.<sup>1</sup>, Dautova T.N.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, <sup>2</sup>Zhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology FEB RAS, Vladivostok)

**Features of the distribution of radiolarians in the surface sediments of the southern guyots of the Emperor Seamount Chain**

Ключевые слова: радиоларии, видовое разнообразие, поверхностные осадки, гайоты, Императорский хребет.

В поверхностных осадках южных гайотов Императорского хребта обнаружена богатая фауна радиоларий (134 таксона). Комплексы радиоларий, установленные на гайотах Нинтоку и Джингу, отличаются от комплексов гайотов Оджин и Коко. Это подтверждает прохождение в этом районе биогеографической границы [1–4].

Район исследований располагается в южной части Императорского хребта и включает гайоты Нинтоку, Джингу, Оджин и Коко (рис.).

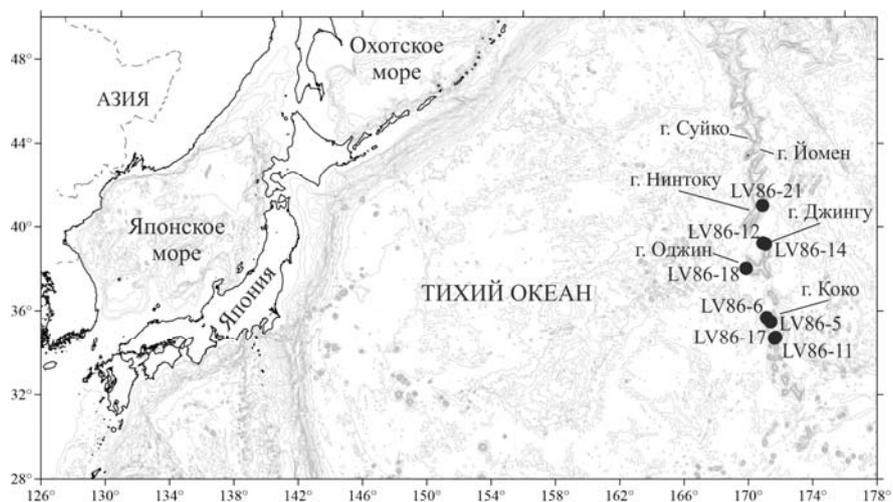


Рисунок. Местоположение изученных станций

Особенностью этого района является его расположение в зоне смещения

водных масс аркто-бореальной и тропической зон. Здесь распространена фауна радиолярий, характерная для обеих областей [4]. Граница распространения тропического сообщества радиолярий в северной части Тихого океана на западе проходит около 37° с.ш., затем в центральной части поднимается к 44° с.ш. и на востоке опускается до 30° с.ш. [4].

По Международной программе DSDP в 55 рейсе «Glomar Challenger» в районе Императорского хребта были пробурены глубоководные скважины на гайотах Оджин (скв. 430, 430А, 430В), Йомен (скв. 431 и 431А), Нинтоку (скв. 432 и 432А) и Суйко (скв. 433, 433А, 433В и 433С) [5]. Анализ литературных данных показал, что, несмотря на комплексные микропалеонтологические исследования, радиолярии в приведенных скважинах мало изучены. На гайотах Оджин (скв. 430В) и Нинтоку (скв. 432А) установлены современные радиолярии, которые представлены видами, характерными для среднеширотного региона северной части Тихого океана (таксономический состав и количественные характеристики не приведены) [6]. В отложениях гайота Йомен (скв. 431А) были обнаружены только редкие виды из среднеплейстоценовой зоны *Stylatractus univertus* (также без приведения таксономического состава) [6]. Наиболее разнообразные комплексы радиолярий отмечены в отложениях гайота Суйко (скв. 433 и 433А). Здесь выявлена последовательность радиоляриевых зон среднего миоцена - среднего плейстоцена (15 таксонов в скв. 433 и 44 таксона в скв. 433А) [6], а позднее позднего олигоцена – плиоцена (приведены 19 таксонов из позднеолигоценовой ассоциации радиолярий) [7]. По Международной программе ODP в 197 рейсе «JOIDES Resolution» на гайотах Нинтоку и Коко были пробурены скв. 1205 и 1206, соответственно [8]. Радиолярии в этих скважинах не изучались.

Цель наших исследований – установление видового разнообразия радиолярий и выявление особенностей их распределения в поверхностных осадках в зоне перехода от тропической к бореальной фауне.

Материал для исследований был отобран в 86 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2019 г.) сотрудниками Национального научного центра морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН с помощью телеуправляемого подводного аппарата (ТПА) "Comanche" (SUB-Atlantic) [2]. Осадочный материал представляет собой поверхностные осадки (0–3 см) и короткие колонки (15–27 см), в которых образцы отобраны с интервалом по 3 см. Часть образцов была передана для проведения радиоляриевого анализа.

Скелеты радиолярий изучались в постоянных препаратах с помощью биологического микроскопа LOMO Микмед-6, в котором определялся их таксономический состав, подсчитывалось общее количество в препарате с последующим пересчетом на 1 г осадка (экз./г) и содержание каждого таксона (%). Фотографирование скелетов осуществлялось с помощью фотокамеры Touptek photonics FMA050.

В результате проведенных исследований была обнаружена разнообразная фауна радиолярий: Polycystine (Spumellaria – 59 таксонов из 41 рода, Nassellaria – 67 таксонов из 42 родов) и колониальные радиолярии (Collodaria – 8 таксонов из 6 родов). Содержание радиолярий в поверхностных осадках (0–3 см) варьируется от 276 экз./г (на гайоте Коко, глуб. 777 м) до 42205 экз./г (на гайоте Нинтоку, глуб. 1161 м). В среднем на глубинах, превышающих 1000 м, количество радиолярий приближено к 25257 экз./г. В комплексах радиолярий преобладают тропические и субтропические виды. Доминирующими группами являются представители семейства Lithelidae (вид *Lithelius minor* Jørgensen до 12.3%) и семейства Pyloniidae (виды *Tetrapyle octacantha* Müller до 10.0%, *T. quadrilobum* Ehrenberg до 7.3%, *Photricium cleve* (Jørgensen) до 3.7%, *Ph. cf. pylonium* Haeckel до 2.2%) (табл.). Другими общими субтропическими и тропическими видами являются: *Heliodiscus asteriscus* Haeckel до 7.4%, *Ommatartus tetrathalamus* (Haeckel) до 3,6 %, *Theocorythium trachelium* (Ehrenberg) до 3.6%, *Actinomma medianum* Nigrini до 2,5 %, *Lamprocyclas maritimalis* Haeckel до 1.8% и др. Следует отметить, что практически во всех образцах присутствуют виды, распространенные также в boreальной и некоторые в арктической областях: *Botryosrtobus aquilonaris* (Bailey) до 6.8%, *Stylodictya tenuispina* Jørgensen до 4.9%, *St. validispina* Jørgensen до 4.4%, *Echinomma leptodermum* Jørgensen до 2.9%, *Pseudodictyophimus gracilipes* (Bailey) до 2.4%, *Hexaconitium pachydermum* Jørgensen до 2.3% и др.

Кроме общего сходства комплексов наблюдаются и существенные различия. Колониальные радиолярии Collodaria (кроме вида *Orosphaera huxleyii* Haeckel), обнаружены только в поверхностных осадках гайотов Коко и Оджин: *Siphonosphaera abyssi* (Ehrenberg) до 1.8%, *Acrosphaera spinosa* (Haeckel) до 0.6%, *Clathrosphaera circumtexta* Haeckel до 0.6% и др. (табл.). Здесь же присутствуют виды *Pterocanium praetextum* (Ehrenberg) до 1.2%, *Euchitonia elegans* (Ehrenberg) до 1.0%, *Anthocyrtidium cineraria* Haeckel до 0.6%, *A. zanguebaricum* (Ehrenberg) до 0.6%, *Eucyrtidium anomalum* (Haeckel) до 0.6%, *Botryocyrtis scutum* (Harting) до 0.6%, *Ellipsostylus aquila* Haeckel до 0.5%, *Spongosphaera streptacantha* Haeckel до 0.5%, *Hymeniastrum cf. euclidis* Haeckel до 0.5% и др., которые не были встречены на гайотах Джингу и Нинтоку.

Кроме того, следует отметить присутствие в современных поверхностных осадках гайотов Коко и Оджин видов *Amphimelissa setosa* (Cleve) до 0.6% и *Phormostichoartus pitomorphus* Caulet до 0.6% (табл., фиг. 10 и 17). Первый вид был широко распространен в Северной Пацифике до 72 тыс. лет назад [9], после чего мигрировал в моря Гренландско-Исландско-Норвежского бассейна и окраинные арктические моря, в которых обитает ныне [4]. Второй вид является вымершим. В Охотском море уровень его последнего нахождения 823 тыс. лет назад [9]. На гайоте

Джингу встречен один экземпляр *Stylocontarium acqulonium* (Hays), вымерший в Охотское море 340 тыс. лет назад [9]. Исходя из этого, можно предположить, что осадконакопление на рассматриваемых гайотах происходило с процессами переотложения.

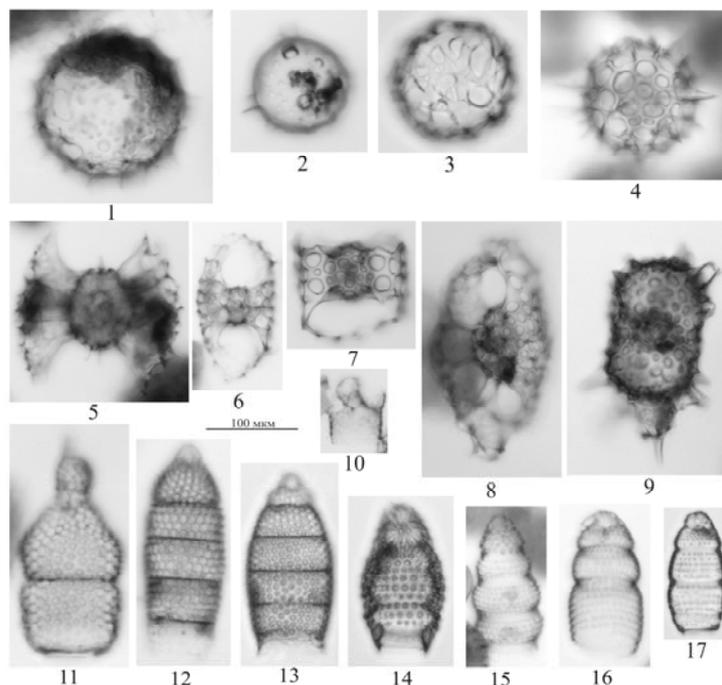


Таблица. 1 – *Acrosphaera spinosa* (Haeckel), 2 – *Siphonosphaera abyssi* (Ehrenberg), 3 – *Clathrosphaera circumtexta* Haeckel, 4 – *Echimomma leptodermum* Jørgensen, 5 – *Phorticium clevei* (Jørgensen), 6 – *Tetrapyle quadrilobum* Ehrenberg, 7 – *T. octacantha* Müller, 8 – *Larcospira quadrangula* Haeckel, 9 – *Ommatartus tetrathalamus* (Haeckel), 10 – *Amphimelissa setosa* (Cleve), 11 – *Theocorythium trachelium* (Ehrenberg), 12 – *Eucyrtidium hexacola* (Haeckel), 13 – *E. acuminatum* (Ehrenberg), 14 – *Botryostrobos aquilonaris* (Bailey), 15 – *B. auritus* (Ehrenberg), 16 – *Phormostichoartus corbula* (Harting), 17 – *Ph. pitomorphus* Caulet.

Комплексы радиолярий из поверхностных осадков гайотов Джингу и Нинтоку характеризуются преобладанием субтропических видов и увеличением количества бореальных видов, приведенных выше.

Таким образом, различия таксономического состава радиолярий и их численности в поверхностных осадках исследуемых гайотов, подтверждает расположение северной границы тропической области между гайотами

Оджин и Джингу, приблизительно по 38° с.ш., установленной ранее по батинальной фауне офиур [1], кораллам [2] и диатомеям [3].

Работа проводилась при поддержке гранта РФФИ (№ 19-77-10030).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сиренко Б.И., Смирнов И.С. Уточнение биогеографической границы в талассобатиали Северной Пацифики по донной фауне Императорских гор // География Мирового океана. Тез. докл. IV Всесоюз. конф. по географии Мирового океана. Л.: АН СССР. 1989. С. 124–125.
2. Даутова Т.Н., Галкин С.В., Табачник К.Р., Минин К.В., Киреев П.А., Московцева А.В., Адрианов А.В. Первые сведения о структуре уязвимых морских экосистем Императорского хребта: индикаторные таксоны, ландшафты и биогеография // Биология моря. 2019. Т. 45. № 6. С. 374–383.
3. Цой И.Б., Даутова Т.Н., Емельянова Э.А. Диатомовые комплексы в поверхностных осадках гайотов Императорского хребта (Тихий океан) и их биогеографическое значение // Диатомовые водоросли: морфология, биология, систематика, флористика, экология, палеогеография, биостратиграфия. Матер. XVII Междунар. научн. конф. (г. Минск, 23–28 августа, 2021 г). Минск: Колорград, 2021. С. 192–194.
4. Кругликова С.Б. Радиоларии Polycystina из донных отложений Мирового океана как биоиндикаторы изменения окружающей среды. М.: ГЕОС, 2013. 231 с.
5. Jackson E.D., Koizumi I., Dalrymple G.B., Clague D.A., Kirkpatrick R.J. Introduction and Summary of Results from DSDP Leg 55, the Hawaiian-Emperor Hot-Spot Experiment // Init. Rep. DSDP. V. 55. 1980. P. 5–31.
6. Ling H.Y. Radiolarians from the Emperor Seamounts of the Northwest Pacific, Leg 55 of the Deep Sea Drilling Project // Init. Repts. DSDP. 1980. V. 55. P. 365–373.
7. Точилина С.В. Перспективы применения радиолариевого анализа для геотектонических моделей севера Императорского хребта (гайотов Детройт и Суйко) // Физика геосфер. Матер. докладов IX Всеросс. симпозиума 21–24 сентября 2015 г. Владивосток. Дальнаука, 2015. С. 434–441.
8. Tarduno J.A., Duncan R.A., Scholl D.W., et al. Leg 197 summary. Proc. ODP, Init. Repts., 2002. V. 197. P. 1–92.
9. Матуль А.Г. Четвертичная биостратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов. М.: ГЕОС, 2009. 182 с.

In the surface sediments of the southern guyots of the Emperor Seamount Chain, a rich fauna of radiolarians (134 taxa) are recognized. Radiolarian assemblages recognized on the Nintoku and Jingu Guyots differ from the assemblages on the Ojin and Koko Guyots. It is confirms the biogeographic boundary in this area [1–4].

**Вологина Е.Г.<sup>1</sup>, Штурм М.<sup>2</sup>, Босин А.А.<sup>3</sup>, Колесник А.Н.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vologina@ crust.irk.ru;

<sup>2</sup>Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды, г. Дюбendorf, Швейцария; <sup>3</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток)

**Оценка скоростей современного осадконакопления в**

**Чукотском море по данным <sup>210</sup>Pb-датирования**

**Vologina E.G.<sup>1</sup>, Sturm M.<sup>2</sup>, Bosin A.A.<sup>3</sup>, Kolesnik A.N.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk; <sup>2</sup>Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology (EAWAG), CH-8600, Dubendorf; <sup>3</sup>P'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Estimation of the rates of recent sedimentation in the Chukchi Sea according to <sup>210</sup>Pb-dating**

Ключевые слова: Чукотское море, донные отложения, <sup>210</sup>Pb-датирование, скорости современного осадконакопления

Отобраны и изучены три колонки донных осадков из южной, центральной и северной частей Чукотского моря. Для датирования отложений и определения скоростей современного осадконакопления был использован <sup>210</sup>Pb-метод. В северной части Чукотского моря отмечается минимальная скорость седиментации – 0.73 мм/год. В центральной части скорость осадконакопления составляет 1.97 мм/год. Максимальные значения (10.36 мм/год) были измерены в южной части Чукотского моря.

Абсолютное <sup>210</sup>Pb-датирование широко применяется для современных отложений возрастом менее ста лет. Мы использовали этот метод для определения скоростей современного осадконакопления (ССО) в Чукотском море.

С бортов научно-исследовательских судов «Профессор Хромов» и «Академик М.А. Лаврентьев» было отобрано три керны донных осадков в южной, центральной и северной частях этого арктического бассейна (табл. 1). Отбор проводился на глубинах 50 м (керны LV83-1-2, LV77-5-2) и 100 м (кern b16) пробоотборниками типов «multicorer» и «boxcorer».

Все три колонки имеют достаточно однородный состав. Преобладает алеврит (2–63 μm) – 79–91%, содержание пелита (<2 μm) изменяется от 6 до 19%, на долю песка (>63.0 μm) приходится не более 7%. Магнитная восприимчивость варьирует по разрезам незначительно, максимальные значения не превышают 42·10<sup>-6</sup> единиц СИ [1]. Эти данные указывают на относительно спокойную обстановку во время образования изученных осадков.

Для датирования отложений и вычисления ССО использовались гамма-измерения <sup>210</sup>Pb (период полураспада 22.3 года). Пробы были отобраны с интервалом 1 см и высушены посредством вымораживания (freeze-dried).

Образцы измерены откалиброванным полупроводниковым Ge (Li) детектором при 46.5 кэВ в течение 24 часов. Количество свободного  $^{210}\text{Pb}$  вычислено посредством вычитания фоновой радиоактивности от общего  $^{210}\text{Pb}$  [2]. ССО определены с использованием кривой распада  $^{210}\text{Pb}$  в соответствии с моделью CRS [3] и приведены в таблице.

Таблица. Данные о кернах, местах отбора проб и скорости современного осадконакопления в Чукотском море, измеренные  $^{210}\text{Pb}$ -датированием

Номера кернов	Координаты	Места отбора	Год отбора	ССО мм/год
b16 (37 см)	72°32'37.8" N 175°59'42" W	Северная часть	2012	0.73* [4]
LV77-5-2 (20 см)	69°42'39.7" N 173°11'59.5" W	Центральная часть	2016	1.97 [4]
LV83-1-2 (35.5 см)	67°29'27.5" N 170°56'18.4" W	Южная часть	2018	10.36

\*откорректировано (0.9 мм/год согласно [4])

Установлено, что минимальные темпы седиментации (0.73 мм/год) отмечаются в северной части Чукотского моря (кern b16). Более чем в два раза ССО выше в центральной части (1.97 мм/год; kern LV77-5-2). Максимальное значение (10.36 мм/год) приходится на южную часть Чукотского моря (кern LV83-1-2). ССО в разных районах Чукотского моря, установленные ранее, варьируют от 0.4 до 5.4 мм/год [4–10]. Измеренные нами величины в местах отбора кернов b16 и LV77–5–2 показывают тот же порядок значений. В точке отбора керна LV83-1-2 зарегистрирована максимальная скорость современного осадконакопления в Чукотском море. Вероятно, это связано с близостью данной станции к берегу и к Берингову проливу, поскольку современные отложения в Чукотском море формируются в значительной степени за счет абразии берегов [11] и в результате привноса материала течениями через Берингов пролив [4, 12, 13].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 21-17-00081. Датирование отложений проведено в Швейцарском федеральном институте науки и технологии окружающей среды (EAWAG).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Vologina E.G., Sturm M., Astakhov A.S., Kulagina N.V., Bosin A.A., Kolesnik A.N. Composition of recent bottom sediments of the Chukchi Sea. Results of an integrated sedimentological research // *Limnology and Freshwater Biology*. SI: "The 4th International Conference Palaeolimnology of Northern Eurasia". 2020. № 4. P. 579–580.
2. Von Gunten H.R., Sturm M., Erten H.N., Roessler E., Wegmueller F.

Sedimentation rates in the central Lake Constance determined with  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  // *Schweiz. Z. Hydrol.* 1987. V. 49 (3). P. 275–283.

3. Appleby P.G. Chronostratigraphic techniques in recent sediments // *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments* / Eds. W.M. Last, J.P. Smol. Dordrecht. The Netherlands. Kluwer Academic Publishers, 2001. V. 1. P. 171–203.

4. Vologina E.G., Sturm M., Astakhov A.S., Shi Xuefa Anthropogenic traces in bottom sediments of Chukchi Sea // *Quaternary International*. 2019. V. 524. P. 86–92.

5. Baskaran M., Naidu A.S.  $^{210}\text{Pb}$ -derived chronology and the fluxes of  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  isotopes into continental shelf sediments, East Chukchi Sea, Alaskan Arctic // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59 (21). P. 4435–4448.

6. Ma H., Zeng S., Chen L., He J., Yin M., Zeng X., Zeng W. History of heavy metals recorded in the sediment of the Chukchi Sea // *Journal of oceanography in Taiwan Strait*. 2008. V. 27 (1). P. 15–20.

7. Fox A.L., Hughesa E.A., Trocinea R.P., Trefrya J.H., Schonbergb S.V., McTigueb N.D., Lasorsac B.K., Konard B., Coopere L.W. Mercury in the northeastern Chukchi Sea: Distribution patterns in seawater and sediments and biomagnification in the benthic food web // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2014. V. 102. P. 56–67.

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

9. Астахов А.С., Акуличев В.А., Дарьин А.В., Калугин И.А., Лю Янгуанг, Бабич В.В., Босин А.А., Вологина Е.Г., Плотников В.В. Ледовые условия Чукотского моря в последние столетия: реконструкции по седиментационным записям // *Докл. РАН*. 2018. Т. 480. № 4. С. 485–490.

10. Astakhov A.S., Bosin A.A., Liu Yanguang, Darin A.V., Kalugin I.A., Artemova A.V., Babich V.V., Melgunov M.S., Vasilenko Yu.P., and Vologina E.G. Reconstruction of ice conditions in the northern Chukchi Sea during recent centuries: geochemical proxy compared with observed data // *Quaternary International*. 2019. V. 522. P. 23–37.

11. Яшин Д.С. Голоценовый седиментогенез арктических морей России // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. СПб.: ВНИИокеангеология, 2000. Вып. 3. С. 57–67.

12. Огородников В.И., Русанов В.П. Условия накопления и распределение аморфного кремнезема в донных осадках Чукотского моря // *Океанология*. 1978. Т. 18. № 6. С. 1049–1052.

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 (3). P. 190–201.

Three sediment cores from the southern, central and northern parts of the Chukchi Sea were selected and studied.  $^{210}\text{Pb}$ -method was used to date the sediments and to determine the rates of recent sedimentation. In the northern part of the Chukchi Sea, a minimum sedimentation rate of  $0.73 \text{ mm y}^{-1}$  was observed. In the central part, a rate of sedimentation amounts  $1.97 \text{ mm y}^{-1}$ . Maximum values ( $10.36 \text{ mm y}^{-1}$ ) were measured in the southern part of the Chukchi Sea.

**Гладенков А.Ю.**

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

**Находки силикофлагеллат в разрезе морского кайнозоя  
Западной Камчатки (бухта Квачина)**

**Gladenkov A.Yu.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Finds of silicoflagellates from the marine Cenozoic section of  
West Kamchatka (the Kvachina Bay)**

Ключевые слова: морской кайнозой, Западная Камчатка, силикофлагеллаты

Представлены данные по силикофлагеллатам из разреза кайнозоя Западной Камчатки в бухте Квачина. Силикофлагеллаты найдены в верхней части разреза (белесоватой толще). Распространение маркирующих таксонов указывает на олигоценый возраст вмещающих отложений, что согласуется с датировками, полученными по диатомовым водорослям.

Ископаемые морские кремнистые микроорганизмы с успехом используются в качестве “инструментов” для проведения расчленения и корреляций осадочных толщ Северо-Тихоокеанского региона, в том числе, разрезах океанического обрамления. В частности, данные по кремнистым микрофоссилиям имеют большое значение при изучении разнофациальных морских кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, широко развитых в пределах Камчатки и прилегающих акваторий. К одной из таких групп относятся силикофлагеллаты – типично морские одноклеточные жгутиковые планктонные микроводоросли с кремнистым скелетом, широко распространенные в морских бассейнах. К настоящему времени, прежде всего, по материалам глубоководного бурения для кайнозоя низких широт и Приантарктической зоны по силикофлагеллатам разработаны зональные океанические шкалы и намечено их сопоставление с зонами по другим группам микрофоссилий [1–3]. Анализ стратиграфического распространения ископаемых силикофлагеллат в отложениях западной части Северо-Тихоокеанского региона позволил предложить схему зонального расчленения кайнозоя и подойти к ее корреляции с зональной шкалой по диатомеям [4]. Однако при этом прослеживание последовательной смены разновозрастных палеонтологических комплексов палеогена, в частности, олигоцена в относительно полных разрезах Камчатки сталкивается с трудностями. Во многом это объясняется тем, что разрезы олигоцена, охарактеризованные кремнистыми микрофоссилиями немногочисленны и, как правило, фрагментарны. В этой связи большой интерес представляют новые материалы, которые удалось получить при изучении ископаемых силикофлагеллат в одном из опорных разрезов кайнозоя Западной

Камчатки.

К.	толща		слои С флорой (С.)	биостратиграфические уровни		
	пачка	мощность (м)				
	36	22.5				
Белесоватая	35	13.5	Stephanocha speculum pseudocrux - Stephanocha cf. boliviensis	УП <i>Septamesocena</i> cf. <i>pappi</i> , <i>Naviculopsis</i> cf. <i>constricta</i>		
	34	17				
	33	14				
	32	11				
	31	12				
	30	15				
	29	18.5				
	28	10				
	27	20			St. speculum - C. triacantha	УП <i>Stephanocha</i> cf. <i>boliviensis</i> , <i>St. speculum pseudocrux</i>
	26	21				
	25	18			Dictyochoa deflandrei - Stephanocha raupii	УП <i>Stephanocha speculum</i> , <i>St. speculum hemisphaerica</i> , <i>Corbisema triacantha</i>
	24	20				
23	12					
22	28					
21	25					
20	25		УП <i>Distephanopsis crux darwini</i> , <i>Dictyochoa deflandrei</i> , <i>D. variabilis</i> , <i>Stephanocha raupii</i> , <i>St. quinquangella</i>			
19	5					

Рисунок. Слои с силикофлагеллатами (С.), выделенные в разрезе морского кайнозоя в бухте Квачина, Западная Камчатка  
УП – уровень появления в разрезе, К. – кавранская, St. – *Stephanocha*, С. – *Corbisema*

Стратиграфический разрез палеогена-неогена в бухте Квачина, находящийся в пределах Западно-Камчатской структурно-формационной зоны, расположен на восточном побережье Охотского моря и отличается почти стопроцентной обнаженностью. В нем представлена практически непрерывная последовательность терригенных отложений от среднего эоцена до среднего миоцена, с общей мощностью около 500 м [5, 6]. Разрез включает две согласно залегающие “толщи” (нижнюю тигильскую и верхнюю белесоватую), расчлененных на 35 пачек. Самая верхняя часть разреза относится к кавранской серии, породы которой с размывом перекрывают подстилающие отложения [5, 6].

Ископаемые силикофлагеллаты обнаружены в стратиграфическом интервале, охватывающем верхнюю часть разреза (мощностью около 300 м), которая относится к верхней части белесоватой толщи и самой нижней части кавранской серии. В образцах, отобранных на различных уровнях в этом интервале, отмечены остатки силикофлагеллат, которые отличаются по таксономическому разнообразию, степени сохранности и обилию. В целом, флора включает более тридцати видовых и внутривидовых таксонов. Наиболее низкий стратиграфический уровень, начиная с которого вверх по разрезу фиксируются находки силикофлагеллат, приурочен к средней части пачки 20 белесоватая толщи (рис.). На этом уровне фиксируются наибольшее разнообразие и массовое количество силикофлагеллат в разрезе. Необходимо отметить, что к данному стратиграфическому уровню приурочено также и появление в разрезе диатомовых водорослей. Это может свидетельствует о благоприятных условиях для продуктивного развития морского кремнистого микрофитопланктона и его участия в процессе осадконакопления.

Стратиграфическое распространение различных таксонов силикофлагеллат в разрезе позволило выделить в нем несколько биостратиграфических подразделений в ранге слоев с флорой, которые характеризуются различным составом палеонтологических комплексов. Выделены три биостратона (стратиграфически снизу вверх): 1) слои с *Dictyocha deflandrei* – *Stephanocha raupii*, 2) слои с *Stephanocha speculum* – *Corbisema triacantha* и 3) слои с *Stephanocha speculum pseudocrux* – *Stephanocha cf. boliviensis* (рис.). Их границы проведены по уровням появления в разрезе маркирующих таксонов.

В составе выделенных в разрезе ассоциаций силикофлагеллат отмечен ряд таксонов, представляющих важность при определении возраста вмещающих отложений. К таким таксонам относятся *Dictyocha deflandrei* Frenguelli ex Gleser, *D. pentagona* (Schulz) Bukry et Foster, *D. variabilis* (Hanna) Ciesielski, *Stephanocha quinquangella* (Bukry et Foster) McCartney et Jordan, *St. raupii* (Bukry) McCartney et Jordan, *St. speculum pentagona* (Lemmermann) McCartney et Jordan, *St. speculum hemisphaerica* (Ehrenberg) McCartney et Jordan, *St. speculum pseudocrux* (Schulz) McCartney et Jordan,

*Distephanopsis crux* (Ehrenberg) Dumitrica, *D. crux darwinii* (Bukry) Desikachary et Prema, *Septamesocena apiculata curvata* (Bukry) Desikachary et Prema, *S. apiculata grabra* (Schulz) Desikachary et Prema и др. В целом, анализ имеющихся данных по их стратиграфическому распространению свидетельствует об олигоценовом возрасте вмещающих отложений. Однако палеонтологические комплексы, характеризующие выделенные в разрезе слои с флорой, в определенной степени отличаются от таковых имеющихся зональных подразделений по силикофлагеллатам. Это может быть связано с особенностями условий формирования ассоциаций и спецификой осадконакопления в восточной части пра-Охотского моря в олигоцене. В частности, обращает на себя внимание практически полное отсутствие в составе изученных комплексов представителей рода *Naviculopsis*, которые типичны для олигоцена различных областей. Тем не менее, анализ систематического состава комплексов слоев с *Dictyocha deflandrei* – *Stephanocha gaupii* и слоев с *Stephanocha speculum* – *Corbisema triacantha* указывает на возможность их сопоставления с зоной по силикофлагеллатам *Dictyocha deflandrei* конца позднего эоцена-раннего олигоцена, выделяемой в различных регионах Мирового океана, в частности в Северо-Тихоокеанском [1, 2, 4]. С другой стороны, слои с *Stephanocha speculum pseudosax* – *Stephanocha cf. boliviensis* скоррелированы с зоной *Naviculopsis biapiculata* позднего олигоцена. Подчеркнем, что с нижней границей этих слоев совпадает уровень появления в разрезе вида диатомей *Rocella gelida* (Mann) Bukry [7, 8], который типичен для позднего олигоцена.

Необходимо отметить, что выводы о возрасте вмещающих отложений, сделанные на основе изучения силикофлагеллат в целом совпадают с данными, полученными ранее по диатомовым водорослям: выделенные в разрезе локальные зоны по диатомеям отнесены к раннему – позднему олигоцену [7, 8]. Таким образом, первые находки силикофлагеллат в стратиграфическом разрезе бухты Квачина позволяют дополнить его палеонтологическую характеристику. Кроме того, полученные данные позволяют провести прямую корреляцию в разрезе слоев с силикофлагеллатами с биостратиграфическими подразделениями по другим группам микро- и макроископаемых, в частности, с локальными зонами по диатомеям, для которых намечено сопоставление с зональной диатомовой шкалой Северной Пацифики.

Работа выполнена по теме Госзадания ГИН РАН и при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00361.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bukry D. Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maestrichtian to Quaternary marine sediment // SEPM Special Publication. 1981. № 32. P. 433–444.
2. Bukry D. Silicoflagellates and their geologic application // U.S. Geological

Survey Open-File Report 95-260. 1995. 27 p.

3. Perch-Nielsen K. *Silicoflagellates // Plankton Stratigraphy*. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 811–846.

4. Цой И.Б. Силикофлагеллаты кайнозоя Японского и Охотского морей и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2011. 226 с.

5. Гладенков Ю.Б. Расчленение опорного разреза кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки и проблемы его корреляции // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.

6. Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Бордунов С.И., Чехович В.Д., Александрова Г.Н., Водовозов В.Ю., Гептнер А.Р., Дмитриева Т.В., Покровский Б.Г., Трубихин В.М., Фрегатова Н.А. Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. М.: Геокарт-ГЕОС, 2018. 202 с.

7. Гладенков А.Ю. Ярусы олигоцена и граница между палеогеном и неогеном на Западной Камчатке – новые данные по диатомеям // *Неоген и четверть России: стратиграфия, события и палеогеография*. М.: ГЕОС, 2018. С. 23–29.

8. Gladenkov A.Yu. New data on diatoms from the marine Cenozoic section of West Kamchatka at the Kvachina Bay // *Paleontological Journal*. 2019. V. 53. № 8. P. 799–802.

Data on silicoflagellates from the Cenozoic section of West Kamchatka at the Kvachina Bay are presented. Silicoflagellate-bearing sediments are located within the upper part of section (the Belesovataya Sequence). The occurrence of marker taxa implies an Oligocene age for the studied sediments which is in agreement with the age determined using diatoms.

**Гладенков Ю.Б.**

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

**Как возникла и почему изменяется Международная стратиграфическая шкала. Ее современное состояние**  
**Gladenkov Yu.B.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**How the International Stratigraphic Scale appeared and why it is changing. Current state of the Scale**

Ключевые слова: Международная стратиграфическая шкала, стратиграфическая классификация, границы подразделений, стратиграфические кодексы, геологические карты

Рассмотрены причины создания Международной стратиграфической шкалы 120 лет тому назад и ее современное состояние. Подчеркнуто важное значение данных глубоководного бурения в совершенствовании стратиграфической методологии и возросшая роль интеграционного подхода в построении стратиграфических схем нового поколения.

1. В 1900 г. Международный геологический конгресс утвердил важнейший и, видимо, самый известный геологический документ – Международную стратиграфическую шкалу (МСШ). Эта шкала является замечательным геологическим обобщением, которое определило методическую базу расчленения древних толщ разных областей континентов и Мирового океана. В шкале нашла отражение определенная этапность развития Земли. В основу структуры МСШ лег историко-геологический подход выделения стратиграфических подразделений, с важной ролью палеонтологического метода. Была создана четкая иерархия стратиграфических подразделений МСШ, которая включала группы, системы и отделы (ярусы и зоны считались в то время региональными подразделениями). МСШ сразу получила международное признание. Именно на ее основе были составлены *геологические карты*, сначала отдельных районов, затем Европы, а потом и Мира, что было чрезвычайно важно для поисков полезных ископаемых. Вместе с тем шкала стала удобным средством профессионального общения геологов разных стран.

2. В конце 1960-х годов появились данные по глубоководному бурению дна океанов, которые внесли много нового в совершенствование методологии стратиграфии (прежде всего кайнозоя и частично мезозоя). В частности, они наглядно показали, что на основе *зонального* расчленения древних толщ можно реально детализировать стратиграфические схемы и уточнять их межрегиональные корреляции. Именно в связи с этим в 1970-х годах в МСШ впервые стали выделяться дробные подразделения – ярусы.

3. Одновременно с этим в стратиграфии стали активно использоваться

блоки методов (до 20), среди которых появились в дополнение к традиционным (биостратиграфия, литостратиграфия), магнито-, изотопно-, климато- и другие стратиграфические методы. Такой *интеграционный* (мультидисциплинарный) подход позволил сделать стратиграфию более детальной, уточнить широкие корреляции и обосновать реальный возраст подразделений. Именно на этой основе стали строиться *геологические карты* нового поколения и развернулись поисковые исследования, в частности, на нефть и газ.

4. В последние годы в связи с поступлением новых данных МСШ постоянно реконструируется. Одна из целей этой работы – определение реальных *границ ярусов* (в духе концепции “золотых гвоздей”). В настоящее время из 100 ярусных *границ* МСШ утверждены около 75. Во многих случаях они обоснованы достаточно успешно, но в ряде случаев, к сожалению, – неудачно, особенно когда для их обоснования использовался формализованный подход. Сегодня все утвержденные ярусные границы имеют весьма точные “абсолютные” датировки. Эта деятельность направляется Международной стратиграфической комиссией (МСК), которая через свои подкомиссии создает рабочие группы для изучения тех или иных проблем.

5. Параллельно с этим в практике разных стран появляются новые данные, в том числе по детальной стратиграфии морских осадков прошлого, и на основе национальных стратиграфических *кодексов* создаются региональные схемы. Задача состоит в том, чтобы эти схемы наиболее точно сопоставить с подразделениями МСШ. Последняя редакция Стратиграфического Кодекса России была осуществлена в 2006 г. (с некоторыми добавлениями 2019 г.). В соответствии с кодексом в российской практике используется “Общая стратиграфическая шкала”, являющаяся основой для всех геологических исследований нашей страны, прежде всего для составления современных геологических карт. Российская Общая шкала в общем соответствует МСШ, имея лишь некоторые отличия [1].

6. В настоящее время готовится новый вариант “Международного стратиграфического руководства”, по структуре и содержанию которого ведутся большие споры. В современной МСШ пока сохраняются “темные” места. Это относится, в частности, к *нижнему палеозою и квартеру*. К сожалению, решения по этим вопросам принимаются не всегда продуманно. Следует признать, что участие российских специалистов в дискуссиях в последние годы стало более скромным, чем раньше, что можно объяснить разными объективными причинами (но все равно это вызывает чувство неудовлетворенности).

Совершенствование МСШ позволяет обращаться к реальной расшифровке и пониманию взаимосвязи различных геологических событий в истории Земли. Оно приближает нас к решению давно вставшей перед

геологами важной задачи – выявить естественную этапность эволюции “былых биосфер”, к чему давно призывал В.И. Вернадский.

Работа выполнена по теме Госзадания ГИН РАН и при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00361.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Ганелин В.Г., Гладенков Ю.Б. Геоисторическая стратиграфия и стратиграфические руководства // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 115–123.

Grounds for construction of the International Stratigraphic Scale 120 years ago and its current state are considered. Great significance of deep sea drilling data for development of stratigraphical methodology and increased role of integrated approach to building stratigraphic schemes of new generation are emphasized.

**Гладенков Ю.Б.**

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

**Стратиграфия морского палеогена и геологические события в пределах Северо-Восточной Азии (Корякское нагорье)**

**Gladenkov Yu.B.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Stratigraphy of marine Paleogene and geological events within Northeast Asia (the Koryak Upland)**

Ключевые слова: морской палеоген, Корякское нагорье, фазы тектогенеза, биокомплексы, палеоклимат

Рассмотрены особенности морских отложений палеогена в прогибах Корякского нагорья Северо-Восточной Азии. Выявлены основные события (тектонические, палеогеографические, седиментационные, биотические и климатические) и определена их корреляция.

1. В пределах северо-западной части Северной Пацифики, в зоне перехода от океана к континенту, в последние годы были изучены морские отложения палеогена Корякского нагорья (Чукотка) и приведен синтез полученных материалов. В этой обширной области (она протянулась с юго-запада к северо-востоку на 880–1200 км при ширине 80–270 км) были выявлены несколько прогибов и впадин, в которых развиты морские формации палеогенового возраста, сформированные в специфических условиях и отразившие следы разных геологических событий. Для этих формаций характерны определенные особенности: большая мощность морских толщ (до нескольких километров), сложные фациальные переходы, присутствие вулканических образований и часто сильная дислоцированность [1].

2. Некоторые прогибы Корякского нагорья с палеогеновыми толщами имеют линейное северо-восточное простирание, что, возможно, отражает расположение древних рифтовых и депрессионных зон. На формирование и распределение разнофациальных осадочных образований в их пределах влияли фазы тектогенеза, приводившие к палеогеографическим перестройкам и изменениям характера седиментации. Одна из таких фаз ярко проявилась в раннем эоцене-начале среднего эоцена. Именно после этой тектонической перестройки получила развитие широкая морская трансгрессия, которая захватила также Камчатку, Сахалин и Северную Японию.

3. Морские отложения среднего эоцена-олигоцена, которые отвечают этой трансгрессии, представлены циклично построенной мощной серией терригенных пород, ограниченной в подошве и кровле размывами,

перерывами и угловыми несогласиями. Несмотря на фациальную изменчивость отдельных палеогеновых горизонтов, они достаточно достоверно прослеживаются на значительной площади Корякского нагорья и уверенно сопоставляются с таковыми Камчатки.

4. В обосновании сделанных выше выводов важную роль сыграли биостратиграфические материалы, изученные в последние годы. Именно сравнительное изучение комплексов бентосной и планктонной фауны (моллюсков и фораминифер) из отложений корякских прогибов и разрезов смежных регионов позволило составить реальные корреляционные стратиграфические схемы всей переходной зоны Северной Пацифики и восстановить палеогеографические обстановки прошлого. В частности, были намечены четыре этапа эволюции биосообществ в палеогене (палеоценовый, раннеэоценовый, средне-позднеэоценовый и олигоценовый). Кроме того, на этой палеонтологической базе представилось возможным выявить масштабные изменения палеоклимата. Так по присутствию в разрезах тепловодных сообществ было отмечено потепление раннего эоцена. По смене в этих же разрезах паратропических биокомплексов относительно холодноводными в позднем эоцене-олигоцене был установлен переход “оранжерейного” климата к “ледниковому”. Это ярко отразилось в миграциях бентосной и планктонной биоты. Если в бассейнах эоценового времени в пределах всего Корякского нагорья (от его южной части до Анадырской впадины) отмечаются паратропические элементы биоты – как моллюсков, так и фораминифер, то в олигоцене тепловодная фауна сместилась к югу вплоть до японских широт, а в бассейнах Камчатско-Корякской области постепенно был сформирован бореальный тип фауны, получивший далее развитие в неоген-четвертичное время. Отмеченные палеоклиматические изменения в данном регионе хорошо коррелируются с субглобальными климатическими событиями [2].

Работа выполнена по теме Госзадания ГИН РАН и при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00361.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гладенков Ю.Б. Морской палеоген Корякского нагорья, Северо-Восточная Азия: стратиграфия, моллюски, корреляция и геологические события // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 3. С. 72–92.
2. Гладенков Ю.Б. Северотихоокеанская область в палеогене и неогене как пример полузамкнутой морской экосистемы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 1–15.

Specific features of marine Paleogene deposits in the Koryak Upland depressions, Northeast Asia are considered. Main events (tectonic, paleogeographic, sedimentary, biotic and climatic) are established and correlated.

**Голованова О.В.**

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: golovanova2000@mail.ru)

**Особенности формирования осадочно-породных и водоносных комплексов неоплейстоцена в регионе Астраханского газоконденсатного месторождения**

**Golovanova O.V.**

(Geological Institute, RAS Moscow)

**Specificity of Neo Pleistocene sedimentary complexes and aquifer system formation in the Astrakhan gas condensate field**

Ключевые слова: неоплейстоцен, Северный Прикаспий, авандельта, условия формирования, геодинамика, галокинез

Представляется анализ материалов исследования осадочно-породных и водоносных комплексов неоплейстоцена в регионе разработки Астраханского газоконденсатного месторождения. Для развития модели формирования изучаемой толщи рассматривается система разновозрастных крупных и мелких дельт и авандельт поверхностных водотоков, привлекаются геоморфологические, ландшафтно-климатические и геодинамические факторы. Выявлен специфический ландшафтно-геоморфологический рисунок, отражающий системы зон геодинамической нестабильности масштаба первых сотен метров в верхней части лито-гидросферы региона исследования. Выявлена ассоциация областей наибольшей проводимости водоносных пластов неоплейстоценового комплекса и межкупольных понижений в структурах галокинеза. Результаты исследования актуальны и для решения практических задач прогнозирования аварийных ситуаций, просадочных явлений, распространения загрязнений и т.д.

Регион Астраханского газоконденсатного месторождения (АГКМ) представляет значительный научно-практический интерес как из-за специфики условий формирования водо-породных комплексов неоплейстоцена, так и в связи с экологическими проблемами разработки месторождения. Мы изучали формирование подземных вод и пород неоплейстоценового водоносного комплекса вместе с взаимосвязанными средами, что необходимо для обоснования надежной системы управления разработкой АГКМ [1, 2].

Фундаментальный фактический материал получен в процессе многолетних комплексных исследований. Это данные Астраханской партии геологического факультета МГУ, материалы гидрогеологической и инженерно геологической съемки И.К. Акуза, Л.Ф. Кривко, А.Е. Лютницкого, данные АстраханьНИПИГАЗ, ТИСИЗ, ГИПРОВОДХОЗ и др.

В настоящее время мы стремимся к углублению наших представлений о причинах неоднородности разреза неоплейстоцена, особенно об условиях формирования наиболее водопроницаемых пластов высокой проводимости,

так как именно к ним приурочены основные массопотоки.

Прикаспийская депрессия по многим позициям является уникальной. Она характеризуется абсолютными отметками ниже уровня Мирового океана и представляет собой масштабную территорию с полого наклонным и слаборасчлененным рельефом, в ходе истории неоплейстоцена многократно становившуюся морским дном. В этом смысле ей во многом соответствует современный неглубоководный Северный Каспий, очень слабый уклон земной поверхности которого обуславливает значительные перемещения береговой линии моря даже при самых малых изменениях объема воды в бассейне.

Наиболее крупным поставщиком пресной воды и осадочного материала в Каспий ныне служит р. Волга, в нижнем течении разделяющаяся на рукава, а еще ниже образующая обширную дельту. На космических снимках также хорошо заметны ранее существовавшие водотоки [URL: [https://www.google.ru/maps/place/ Астраханская+обл./@.....](https://www.google.ru/maps/place/Астраханская+обл./@.....)]. Наиболее яркий их представитель — Сарпинско-Даванская (ныне сухая) долина и дельта, отличающаяся не столь глубоким врезом, как долина Волги. Менее крупные потоки и дельты визуализируются в районе склонов Ергеней, Кизлярского залива и пр. Аналогичные структуры найдены и на Северном Каспии [3]. Таким образом, область Северного Прикаспия и Каспия — арена развития целой системы разновозрастных крупных и мелких долин и дельт. Вопросы времени их функционирования дискуссионны. Также острые дискуссии вызывают вопросы объема, состава, направления и распределения стока, что определяет формирование тех или иных фаций. В верхней части гидrolитосферы изучаемого аридного региона широко распространены неоднородности балансовых соотношений испарения и метеогенного инфильтрационного питания, отвечающие за пестроту химического состава подземных вод [2]. Значительную роль при этом играют структурные и ландшафтно-геоморфологические особенности, что требует дополнения модели формирования рассмотрением вклада геодинамических процессов и факторов. Низменность Северного Прикаспия отличается еще одной важной особенностью — значительной степенью унаследованности неотектонических проявлений от глубинных структур [4, 5]. Утоненная земная кора, интенсивный тепловой поток, кунгурский галокинез [6, 7], все это создает предпосылки непрерывающегося действия эндогенной энергии в неоплейстоценовых комплексах. При этом корни массопотоков снизу могут находиться как в залегающих ниже мезозойско-кайнозойских комплексах, так и в более древних, вплоть до фундамента. В связи с этим в ходе наших исследований мы стремились установить возможные соотношения выявленных нами особенностей строения неоплейстоценового водоносного комплекса с глубинными структурами галокинеза и консолидированной коры.

Регион АГКМ благодаря детальной изученности данными бурения сотен

скважин и аэрофотосъемки охарактеризован детальной ландшафтно-геоморфологической схемой, позволяющей наблюдать в верхней части лито-гидросферы неоднородности геодинамического поля Земли масштаба нескольких сотен метров [2]. Ландшафтно-геоморфологический рисунок представляет собой сеть с размером ячеек от нескольких сотен метров до нескольких километров. Ориентировка основных направлений сети: северо-запад – юго-восток и северо-восток – юго-запад. Наиболее пониженными высотными отметками характеризуются участки ныне существующих и исчезнувших соляных озер. Хорошо просматривается на современных космических снимках территории наиболее глубокое озеро в 10 км на северо-восток от пос. Аксарайский [URL: <https://www.google.ru/maps/place/Аксарайский>].

Изучение солянокупольных структур главным образом геофизическими методами сталкивается с большими сложностями из-за неоднородностей геотемпературного поля и скорости распространения сейсмических волн [4, 7]. По всей вероятности, отдельные блоки Астраханского массива испытывают разнонаправленные движения, создавая геодинамически и геотермически нестабильные зоны разломов, в пределах которых происходит восходящее движение массопотоков, в том числе пластичных солей.

Тепловой поток в районе исследования характеризуется повышенными значениями в пределах всего геологического разреза до глубины 50 км. На глубине 1000 м температура составляет 45°C, в то время как вне поднятия Астраханского свода на той же глубине температура оценивается в 28°C. По данным электроразведки в области АГКМ выявлено несколько десятков куполов и межкупольных депрессий. Диapiroвые структуры в плане образуют систему линейно вытянутых валов и гряд, пересечения которых (геодинамические узлы с наибольшей нестабильностью) маркируются телами округлой, овальной и звездчатой формы, что иллюстрирует ассоциацию галокинеза с разрывными нарушениями. Сеть разрывных нарушений имеет два основных направления – с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад. Многие межкупольные понижения имеют в плане близкую к округлой изометричную форму, что может маркировать блочное строение подсолевого комплекса. Сеть солянокупольных структур имеет неплохо выраженную периодичность с шагом 4–8 км. Около 20 овальных округлых и звездчатых солянокупольных структур, геодинамических узлов в области исследования достигают глубины 3500 м. Столь существенные значения амплитуды глубины залегания надсолевого комплекса выше по разрезу значительно сокращаются.

Мы провели совмещение плановых схем структур галокинеза и строения водоносного неоплейстоценового комплекса, которое показало их заметную взаимосвязь. Наблюдается практическое совпадение области наибольшей

мощности верхнего водоносного пласта с областью Аксарайской мульды. В западной части региона исследования, области распространения водоносного комплекса однопластового типа строения во многом совпадают с областями Ширяевской и Ахтубинской мульды. Является ли эта ассоциация случайностью или закономерностью, смогут показать дальнейшие количественные оценки и инструментальные исследования.

Таким образом, для объяснения специфики литолого-геофильтрационного строения изучаемого водоносного комплекса мы рассмотрели геоморфологические факторы и геодинамические системы различных иерархических уровней.

Астраханское сводовое поднятие наследует отчетливый выступ фундамента. Крупные разрывные дислокации с амплитудой смещения более 1–2 км ассоциируются с долиной нижней Волги и Сарпинско-Даванской ложбиной. Залегающие выше по разрезу структуры кунгурского галокинеза в регионе АГКМ организованы в систему геодинамической сети с шагом 4–8 км и ориентировкой северо-запад–юго-восток и северо-восток–юго-запад. В мезозойско-кайнозойских отложениях значения амплитуды глубины залегания, обусловленные рельефом солянокупольных структур, значительно сокращаются. Однако районы наибольшей мощности песчаных пластов и проводимости потоков подземных вод водоносного комплекса неоплейстоцена часто проецируются на глубинные структуры межкупольных депрессий. По всей видимости, в условиях полого наклонного и слабобасчлененного рельефа даже остаточные флуктуации солянокупольного рельефа оказываются значимым фактором, влияющим на особенности обстановок осадконакопления. В верхней части изучаемого нами водоносного комплекса неоплейстоцена по рисунку соотношения морских и эоловых отложений проявляется система геодинамических зон в масштабе несколько сотен метров – несколько километров, с преобладающей ориентировкой, как и у зоны неустойчивости более крупных иерархических уровней, северо-запад–юго-восток и северо-восток–юго-запад.

Для оценки масштаба неустойчивости в подвижных зонах геогидросферы неоплейстоценового комплекса требуются инструментальные исследования (анализ движения грунтовых реперов, газовая съемка и др.). Учитывая вышесказанное, при моделировании гидрогеофильтрации здесь может быть применима модель гетерогенно-блоковой среды. Для практики управления АГКМ результаты наших исследований актуальны при решении комплекса задач обоснования и оптимизации управления разработкой АГКМ: подтопление и загрязнение, утилизация отходов АГКМ, устойчивость фундаментов сооружений при просадках и в результате воздействий агрессивных подземных вод, прогнозирование риска аварийных ситуаций и многих других.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голованова О.В. Значение сохранности седиментогенных вод в водоносном комплексе неоплейстоцена Северного Прикаспия для развития Каспийского осадочного бассейна // Докл. РАН. 2018. Т. 483. № 3. С. 291–295.
2. Голованова О.В., Питьева К.Е. Водоносный комплекс неоплейстоцена региона разработки Астраханского газоконденсатного месторождения: специфики, структуры, модели формирования // Вестн. Моск ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 5. С. 61–70.
3. Лубченко И.Ю., Холодов В.Н., Хрусталеv Ю.П. и др. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 182 с.
4. Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2008. 221 с.
5. Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника Прикаспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 1. С. 17–23.
6. Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.
7. Хуторской М.Д., Тевелева Е.А., Цыбуля Л.А., Урбан Г.И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии // Геотектоника. 2010. № 4. С. 3–19.

The system of deltas and deltas of large and small streams is considered with the involvement of geomorphological, landscape-climatic and geodynamic factors for the development of a model for the formation of the studied strata. In the upper part of the litho-hydrosphere a specific landscape-geomorphological pattern was revealed, reflecting the systems of zones of geodynamic instability on a scale of the first hundreds of meters-kilometers. In a significant part of the study area, an association of areas of the greatest thickness and conductivity of aquifers of the Neopleistocene complex with interdome depressions of deep halogenetic structures was revealed. The results obtained are relevant for the development of a model for the formation of aquatic-rock complexes of the Neopleistocene and management of the development of AGCF.

**Гришкевич В.Ф.**

(Тюменский индустриальный университет, г. Тюмень, e-mail: grishkevichvf@tyuiu.ru)

**Особенности седиментации и диагенеза конденсированных толщ на примере баженовского горизонта Западной Сибири**  
**Grishkevich V.F.**

(Tyumen industrial university, Tyumen)

**Condensed strata sedimentation and diagenesis features on West Siberian Bazhenov horizon example**

Ключевые слова: седиментация, диагенез, баженовская, конденсированные, Западная Сибирь

Предложена развернутая модель баженовского горизонта Западной Сибири как фондоформной части единого эпиконтинентального бассейна бокового осадконакопления. Освещаются процессы его седиментации и диагенеза.

Классическая модель Рича разделяет бассейн бокового осадконакопления на шельфовую (ундаформную), склоновую (клиноформную) и абиссальную (фондоформную) части. При этом абиссальные конденсированные осадки представлены глинами, известняками и силицитами, часто битуминозными. В Западной Сибири корреляция шельфовых пластов и склоновых осадков ачимовской толщи в подавляющем большинстве научных и производственных организаций происходит в рамках клиноформной парадигмы Рича-Наумова, но единой модели от шельфа до абиссали для до сих пор не предлагалось. Развернутое изложение такой модели баженовского горизонта и генетически связанной с ним неокомской толщи приводится в монографии [1]. В данной статье кратко освещаются особенности седиментации и диагенеза фондоформной части осадков.

В верхнеюрское и неокомское времена Западно-Сибирский морской палеобассейн последовательно заполнялся за счет лавинной седиментации осадков вдоль его восточных и северо-восточных берегов. Сверхбыстрое накопление осадков приводило к изостатическому прогибанию земной коры под их тяжестью. В валанжинское время в относительно мелководном эпиконтинентальном бассейне бокового заполнения вдоль основания седиментационного склона протягивался трог изостатического прогибания. Циркуляция вод в Западно-Сибирском палеобассейне происходила на двух уровнях: общепалеобассейновая циклоническая циркуляция на мелководье и циклонические встречные течения в глубине седиментационного трога (рис. 1). Такая циркуляция вод обеспечивала надежный разнос генетического материала бореальной фауны вдоль восточного берега.

Основное циркуляционное поверхностное течение пронесло теплые воды вдоль Уральского архипелага, разворачивается в Прииртышье и

возвращается на север по глубоководью вдоль кромки седиментационного шельфа (платформы). Такое положение возвратной ветви основного циркуляционного течения вдоль кромки шельфа вполне естественно, как единственно возможное при низком стоянии уровня моря. При высоком стоянии уровня моря наиболее вероятно будет проходить также по глубоководью, так как, при увеличении площади зеркала вод интенсивность течений в принципе должна повышаться.

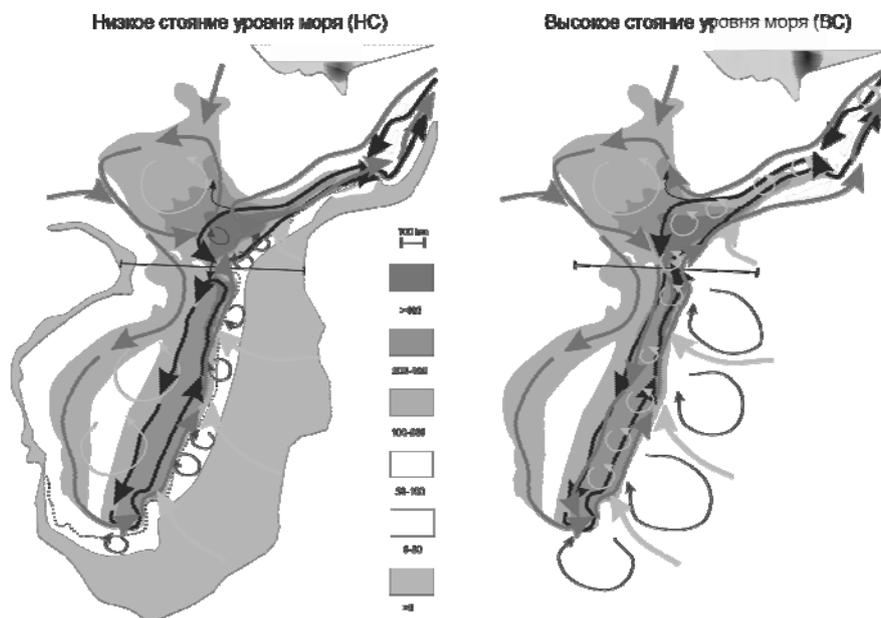


Рис. 1. Палеогеографическая схема Западно-Сибирского бассейна в ранневаланжинское время с реконструкцией циркуляции вод при низком и высоком уровнях стояния моря.

Зеленые сплошные стрелки – основные поверхностные течения, черные сплошные стрелки – основные глубинные течения, желтые сплошные стрелки – снос речных вод, желтые и красные циклы – среднemasштабные циклонические и антициклонические вихри

Согласно модели маргинального фильтра осадочный материал, поступающий в морской бассейн с речным стоком, перераспределяется, главным образом, в виде придонных взвесей и гравитационных перемещений осадков на склоне (оползней). На рис. 2 этот механизм схематически изображен в виде придонной взвеси (затемнения) и стрелок направления ее перемещения. Пленочные турбидитные потоки склона

отражаются на противосклоне трога. Верхняя кромка отражения является границей склоновых осадков, подошвой подачимовских глин на линейке зон осадков рис. 2. Далее в открытом море осадки формируются исключительно за счет осаждения поверхностных взвесей, содержат большую долю органического вещества и органогенных минеральных компонент, из них образуются все литологические разновидности пород баженовской свиты. В пределах галоклина (около 200 км) накапливаются органотерригенные конденсированные осадки верхнебаженовской подсвиты, далее в море – преимущественно органогенные сверхконденсированные осадки нижнебаженовской подсвиты.

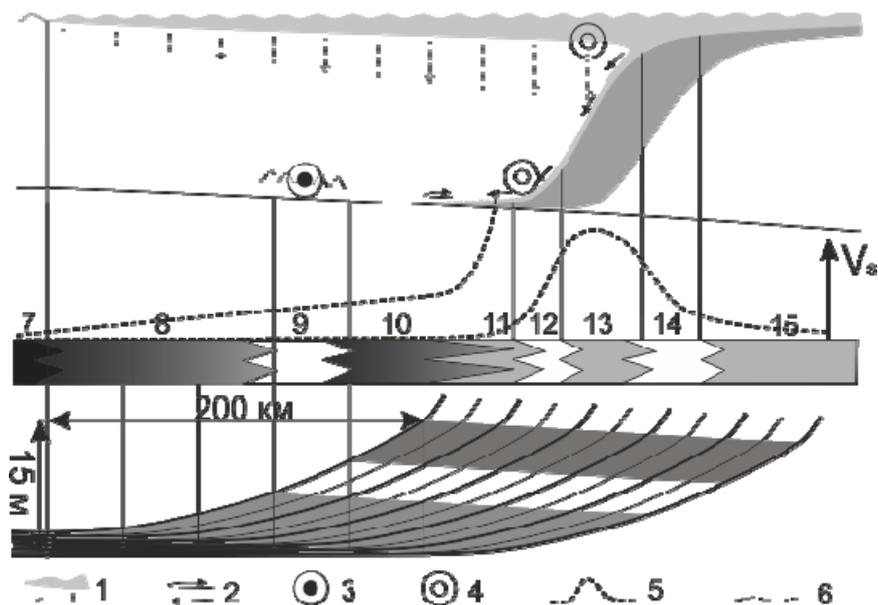


Рис. 2. Модель косослоистости органотерригенных осадков внутриконтинентальных морей с желобом проседания.

1 – поверхностная взвесь и выпадающий из нее флокулярно-пеллетный поток осадков, 2 – направления перемещения придонных взвесей, 3 – придонное контурное течение (на юг), 4 – поверхностное и придонное контурные течения (на север), 5 – кривая скоростей осадконакопления, 6 – область меандры придонного течения, зоны осадков: 7 – органосилицитных баженинов, 8, 10 – органоглинистых баженоидов, 9 – контуриты по органоглинистым баженоидам, 11 - переслаивания баженоидов и турбидитов, 12 – дебритов, 13 – алевритистых глин склона, 14 – контуритов и кромкошельфовых песков, 15 – покровных шельфовых песчано-алевритовых осадков

Ветвь циркуляционного течения трога в средней части проитивосклона вымывает из осадков рассеянное органическое вещество (РОВ) и частицы глин, формируя прослои относительно чистых радиоляритов. На линейке зон это показано как контуриты, дающие понижение радиоактивности в середине верхнебаженовской подсвиты. Биостратиграфическая проверка описываемой модели формирования баженовского горизонта показала, что она находится в зоне неопределенности имеющихся палеонтологических определений, как и модель строения волжско-неокомской толщи, закрепленная в официальных региональных стратиграфических схемах.

Были оценены порядки скорости осадконакопления: сверхконденсированные осадки – 1Б (мм/тыс. лет), конденсированные осадки верхнебаженовской подсвиты – 10Б, подачимовские глины – 100Б и клиноформные склоны 1000Б. На основе этих оценок был построен теоретический профиль косослоистости разреза баженовской свиты (рис. 2).

Диогенез органотерригенных толщ включает в себя триединый процесс отжима седиментационных вод, аутигенного минералообразования и бактериальной трансформации органического вещества и минеральной матрицы.

Источником седиментационных вод являются, главным образом, глинистые разности, проводниками – преимущественно, радиоляриты, возникшие под воздействием контурных течений и циклонических вихрей (eddy). Бактериальные сообщества окисляют органическое вещество и производят селективную экстракцию катионов из поглощенных комплексов и минеральных скелетов глин, они же осуществляют изотопное фракционирование. Экстрагированные ионы  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$  и  $\text{Fe}^{+2}$  обеспечивают утилизацию в виде нерастворимых карбонатов углекислоты, вырабатываемой бактериальным сообществом.

Диогенез фондоформных осадков естественным образом делится на две стадии: до и после их попадания под давление быстрорастущего седиментационного склона (рис. 3).

На первой стадии биогеохимические процессы протекают очень медленно из-за низкой температуры придонных вод и, соответственно, осадков. Седиментационные воды и биогенный метан формируют общие проводящие каналы из осадочной толщи в водный бассейн. Основное направление движения флюидов – вверх, с горизонтальными смещениями вдоль прослоев глинистых разностей и карбонатных конкреций.

На второй стадии осадок попадает в область повышенных температур и давлений под перекрывающей клиноформной толщей. При повышенных температурах в благоприятных условиях бактериальное сообщество активизируется, до полного выедания потенциально трансформируемых компонентов исходного органического вещества. Зона биогеохимической активности на рис. 3 показана штриховкой. Из этой зоны биогенный метан под действие гравитационных сил по-прежнему уходит вверх, подкачивая

давление в ачимовских линзах и уменьшая устойчивость склона (один из триггеров оползней, формирующих аномальные разрезы баженовской свиты (АРБ)).

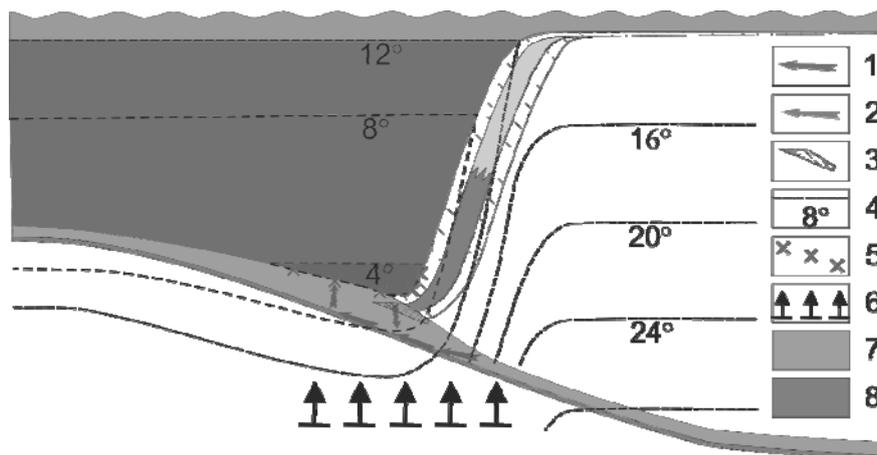


Рис. 3. Общая схема уплотнения баженовского горизонта под наступающим седиментационным склоном.

1 и 2 – направления отжима вод и газа, 3 – зона интенсивной остаточной биодеградации РОВ, 4 – изотермы, 5 – зона стабильности метан-гидратов, 6 – зона интенсивных землетрясений от прогибания земной коры, 7 – баженовская толща, 8 – георгиевская свита

Растворимые компоненты вместе с водами отжимаются из-под склона в водный бассейн, образуя ретроградные течения по проводящим каналам, сформированным во время первой стадии диагенеза. Интенсивный отжим остатков седиментационных вод происходил из-под всего растущего склона, на расстояние 30–40 км, главным образом, по высокопроницаемым известнякам на границе баженовской и георгиевской свит. Эти флюиды позднего диагенеза геохимически трансформировали проводящие каналы и тела АРБ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гришкевич В.Ф. Баженовский горизонт Западной Сибири: поиски новой гармонии. Тюмень: Издательский центр БИК ТИУ, 2021, 278 с.

Western Siberian Bazhenov horizon's detailed model is proposed as a fondoform part of single epicontinental lateral filling basin. The processes of its sedimentation and diagenesis are discussed.

**Дорохова Е.В.<sup>1</sup>, Родригес-Товар Ф.Х.<sup>2</sup>, Дорохов Д.В.<sup>1,3</sup>,  
Кулешова Л.А.<sup>1</sup>, Кречик В.А.<sup>1,3</sup>, Глазкова Т.<sup>4</sup>, Мена А.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: zhdorokhova@gmail.com; <sup>2</sup>Университет Гранады, Гранада, Испания; <sup>3</sup>Балтийский федеральный университет им. Иммануила Канта, Калининград; <sup>4</sup>Роял Холлоуэй, Университет Лондона, Эгам, Великобритания; <sup>5</sup>Университет Виго, Виго, Испания)

**Ландшафтные исследования в глубоководном проходе  
Дискавери, Северо-Восточная Атлантика**

**Dorokhova E.V.<sup>1</sup>, Rodríguez-Tovar F.J.<sup>2</sup>, Dorokhov D.V.<sup>1,3</sup>,  
Kuleshova L.A.<sup>1</sup>, Krechik V.A.<sup>1,3</sup>, Glazkova T.<sup>4</sup>, Mena A.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;  
<sup>2</sup>Universidad de Granada, Granada, Spain; <sup>3</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University,  
Kaliningrad, Russia; <sup>4</sup>Royal Holloway University of London, Egham, Surrey, UK;  
<sup>5</sup>Universidade de Vigo, Vigo, Spain;)

**Landscape studies in Discovery Gap, the North-East Atlantic**

Ключевые слова: индекс батиметрической позиции, донный субстрат, придонная температура воды, взвесь, колонки донных осадков, ихнология, бентосные фораминиферы, компьютерная томография

Комплексные океанологические исследования, объединенные с данными по ископаемым следам жизнедеятельности организмов и бентосным фораминиферам в колонках донных осадков, позволили изучить ландшафты глубоководного прохода Дискавери, расположенного в Азоро-Гибралтарском трансформном разломе и соединяющем котловину Мадейра и Иберийскую котловину. Результаты свидетельствуют о высоком разнообразии ландшафтов и влиянии на осадки и биоту перетока через проход Антарктической донной воды.

Введение. Глубоководные проходы и каналы в океанах соединяют абиссальные равнины и играют важную роль в придонном обмене водой, осадками и биотой между котловинами. Глубоководный проход Дискавери в Северо-Восточной Атлантике (37° с.ш., 16° з.д.) расположен в восточной части хребта разлома Глория, являющегося частью Азоро-Гибралтарского трансформного разлома. Он соединяет котловину Мадейра и Иберийскую котловину, вытянут в юго-западном – северо-восточном направлении и состоит из серии впадин и порогов. Глубоководный проход Дискавери является ключевым районом Атлантики с точки зрения распространения Антарктической донной воды (ААДВ), поскольку является конечной точкой распространения придонной воды с температурой менее 2°C [1].

Концепция морских ландшафтов основана на использовании геологических, геофизических и гидрологических данных для составления экологически значимых карт для районов, где мало биологической информации или она отсутствует [2]. Ландшафтное картирование глубоководных районов и изучение их долговременной динамики является

сложной задачей из-за удаленности и трудности в отборе проб. Цель ландшафтного картирования в нашей работе – оценить влияние абиотических параметров, связанных с геоморфологией прохода Дискавери и распространением ААДВ, на бентосные организмы [3].

Биологические данные в работе представлены ихнологическими исследованиями и изучением видового состава бентосных фораминифер в четырех колонках донных осадков. Ихнология – наука об изучении следов жизнедеятельности древних организмов – ихнофоссилий – биогенных осадочных структур (в т. ч. биотурбации), характеризующих эндобентосные сообщества прошлого и среду их обитания. Очевидно, что ихнологические и микропалеонтологические (бентосные фораминиферы) данные в колонках отражают долговременную (десятки тысяч лет) динамику изменений условий среды, тогда как абиотические параметры характеризуют современное состояние ландшафтов. Однако использование палеоихнологических и микропалеонтологических данных позволяет ответить на вопрос: существуют ли пространственные тенденции в изменениях окружающей среды, определяемые геоморфологией и особенностями циркуляции в глубоководном проходе и не зависящие от глобальных (ледниковых-межледниковых) климатических колебаний?

Материалы и методы. Ландшафтное картирование абиотических параметров выполнено на основе геофизических и гидрологических данных, полученных в 43-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 2019 г. [4]. Ландшафтная карта построена путем комбинирования геоморфологической карты, карты типов субстратов и придонной температуры.

Геоморфологическая карта построена по данным батиметрической съемки морского дна [5] на основе автоматически рассчитанного индекса батиметрической позиции и углов уклона дна, позволяющих выделить мезоформы рельефа [6]. Ввиду очень малого количества точек опробирования грунта в районе исследования (3 станции), карта распределения донных субстратов построена по данным геофизического профилирования высокоразрешающим профилографом (2–8 кГц). Выделено три типа субстрата – твердый, плотный и мягкий грунт на основе классифицированных типов геоакустических записей [7]. Гидрологические данные (потенциальная температура воды, концентрация кислорода, содержание взвеси в придонном горизонте) были получены на пяти станциях с помощью профилирования водной толщи STD-зондом и отбора проб придонной воды. На основе опубликованных и полученных в АНС-43 данных выделено два типа придонной воды с границей по изотерме 2°C, соответствующей верхней границе ААДВ согласно ее классическому определению (например, [1]).

Колонки донных осадков отобраны вдоль распространения ААДВ через Дискавери: две дублирующие колонки на входе в проход в южной впадине,

по одной колонке в центральной части и на выходе ААДВ к северу от прохода. Детальные литологические, стратиграфические и палеоокеанологические исследования отобранных колонок представлены в [7]. Ихнологические исследования проведены в трех колонках донных осадков на основе визуального анализа томографических снимков и высокоразрешающих фотографий. Бентосные фораминиферы изучены в верхних 30 см двух колонок (в южной впадине и к северу от прохода) с интервалом 10 см (мощность образца 1 см). Для оценки изменчивости видового состава использовались число раковин на 1 г осадка, экологические индексы Шеннона и Фишера, индекс фрагментации.

Результаты. В результате картирования абиотических параметров окружающей среды в глубоководном проходе Дискавери выделено 23 типа ландшафта. Выявлена высокая изменчивость ландшафтов в районе исследования, охватывающем 9404.5 км<sup>2</sup>. Эта изменчивость определяется главным образом сложным рельефом прохода и высокой мозаичностью в распределении поверхностных осадков. Согласно геоморфологическому анализу, наиболее распространенной формой рельефа являются возвышенности и выровненные участки, также выделены впадины и склоны. Высокая степень распространения твердых и плотных грунтов в проходе, даже во впадинах и на выровненных участках, характеризует удаленность района от источников поступления осадочного материала. Кроме того, течение ААДВ, усиливающееся в узком проходе, особенно в районе порогов и узких частях прохода [8], способствует эрозии и/или ненакоплению осадка. Выявленное высокое разнообразие ландшафтов может приводить к повышенному биоразнообразию в глубоководном проходе по сравнению с соседними абиссальными равнинами [9].

Минимальная температура воды 1.993°C зафиксирована в южной впадине на глубине 5250 м, тогда как на выходе из прохода температуры ниже 2.0°C не зафиксировано. Глубина потенциальной температуры 2.004°C на входе ААДВ в проход в южной впадине составила 4634 м, а на выходе к северу от прохода – 4831 м, т.е. почти на 200 м глубже. По литературным данным температура придонной воды во впадине в центре прохода также выше 2.0°C [1], что позволило нам предположить, что ААДВ с температурой ниже 2.0°C не пересекает центральный порог прохода и задерживается в южной впадине. Кроме того, сильно расчлененный рельеф прохода может способствовать перемешиванию придонной холодной воды с вышележащей более теплой водой при ее движении на север, что приводит к повышению придонной температуры на выходе из прохода. Ограничивающее влияние прохода на продвижение ААДВ обнаруживается также в результатах измерения концентраций взвешенного вещества в придонном слое. В южной впадине содержание взвеси составило 0.157 мг/л, 0.145 мг/л – в центральной части и 0.083 мг/л – к северу от прохода. Мы предполагаем, что повышенные концентрации взвешенного вещества в

южной впадине могут сопровождаться увеличением латерального привноса органического вещества.

Согласно стратиграфическому подразделению, возраст осадков всех колонок составляет около 240 тыс. лет [7], однако максимальные скорости осадконакопления зафиксированы в колонке в южной впадине (в среднем 1.8 см/тыс. лет), а минимальные – к северу от прохода (в среднем 1.0 см/тыс. лет), что также свидетельствует в пользу повышенного поступления осадочного материала в южную впадину. Ихнологический анализ показал, что комплексы ихнофоссилий во всех колонках довольно однородны и представлены *Thalassinoides*, *Planolites*, *Zoophycos*, часто встречаются *Chondrites* и редко *Palaeophycus*. Однако в колонке в южной впадине наиболее распространен *Zoophycos*, что свидетельствует о повышенном поступлении органического вещества в южную впадину в ходе позднечетвертичного осадконакопления [10].

Микропалеонтологический анализ в горизонтах колонок (0–15 тыс. лет) позволил выделить более 60 видов бентосных фораминифер в колонке в южной впадине и более 50 видов в колонке на выходе из прохода. Наиболее распространены 6 видов: *Alabaminella weddellensis*, *Eggerella bradyi*, *Epistominella exigua*, *Globocassidulina subglobosa*, *Nuttallides umbonifera* и *Oridorsalis umbonatus*. Численность видов, а также значения индексов видового разнообразия Фишера и Шеннона выше в колонке на входе в Дискавери, чем к северу от прохода, что также отражает увеличение латерального поступления питательных веществ в южную впадину.

Таким образом, ландшафтные исследования глубоководного прохода Дискавери свидетельствуют о мозаичности и разнообразии ландшафтов прохода, которые могут приводить к повышенному биоразнообразию. Ихнологические исследования и изучение бентосных фораминифер в колонках донных осадков свидетельствуют о высокой роли ААДВ в распределении питательных веществ, сохраняющейся на протяжении позднечетвертичного времени вне зависимости от глобальной климатической цикличности. Результаты исследования подчеркивают важную роль глубоководных проходов в формировании абиссальных экосистем.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю. Проход Дискавери – конечная точка распространения Антарктической донной воды // Докл. РАН. 2012. Т. 446. С. 453–455.
2. Roff J.C., Taylor M.E. National Frameworks for Marine Conservation – A Hierarchical Geophysical Approach // Aquat. Conserv. Mar. Freshw. Ecosyst. 2000. V. 10. P. 209–223.
3. Dorokhova E.V., Rodríguez-Tovar F.J., Dorokhov D.V., Kuleshova L.A., Mena A., Glazkova T., Krechik V.A. Landscape Mapping, Ichnological and

Benthic Foraminifera Trends in a Deep-Water Gateway, Discovery Gap, NE Atlantic // *Geosciences* (в печати).

4. Дорохова Е.В., Кречик В.А., Пономаренко Е.П., Дудков И.Ю., Шаховской И.Б., Напреенко-Дорохова Т.В., Ежов В.Е., Малафеев Г.В., Кулешова Л.А., Глазкова Т.А. Комплексные океанологические исследования глубоководного Прохода Дискавери (Северо-Восточная Атлантика) в 43-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” // *Океанология*. 2021. Т. 61. С. 162–164.

5. Dudkov I., Dorokhova E. Multibeam Bathymetry Data of Discovery Gap in the Eastern North Atlantic // *Data Br.* 2020. V. 31. 105679.

6. Lundblad E.R., Wright D.J., Miller J., Larkin E.M., Rinehart R., Naar D.F., Donahue B.T., Anderson S.M., Battista T. A Benthic Terrain Classification Scheme for American Samoa // *Mar. Geod.* 2006. V. 29. P. 89–111.

7. Glazkova T., Hernández-molina F.J., Dorokhova E.V., Mena A., Roque C., Rodríguez-tovar F.J., Krechik V., Llave E., Kuleshova L.A. Sedimentary Processes in the Discovery Gap (Central-NE Atlantic): An Example of a Deep Marine Gateway // *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* (в печати).

8. Whitehead J.A. Topographic Control of Oceanic Flows in Deep Passages and Straits // *Rev. Geophys.* 1998. V. 36. P. 423–440.

9. Durden J.M., Bett B.J., Ruhl H.A. Subtle Variation in Abyssal Terrain Induces Significant Change in Benthic Megafaunal Abundance, Diversity, and Community Structure // *Prog. Oceanogr.* 2020. V. 186. 102395.

10. Dorador J., Rodríguez-Tovar F.J., Mena A., Francés G. Lateral Variability of Ichnological Content in Muddy Contourites: Weak Bottom Currents Affecting Organisms' Behavior. *Sci. Rep.* 2019. V. 9. P. 1–7.

Integrated oceanographical and geophysical studies combined with ichnological and benthic foraminifera data in sediment cores allowed us to investigate landscapes of the deep-water gateway Discovery Gap. The gap is located in the Azoro-Gibraltar Fracture Zone and connected Madiera and Iberian Abyssal Plains. Our results report on high landscape variability in the gap and highlight the influence on sedimentation and biota of the Antarctic bottom water propagation through the gap.

**Ерошенко Д.В.<sup>1</sup>, Харин Г.С.<sup>1</sup>, Напреенко М.Г.<sup>1</sup>,  
Исаченко С.М.<sup>1</sup>, Дорохова Е.В.<sup>1</sup>, Жуковская И.П.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; e-mail: kharin@atlas.baltnet.ru; <sup>2</sup>«Национальный парк «Куршская коса», п. Рыбачий, Калининградская область, e-mail: nehrung2@mail.ru)

**Состав песков морского дюнного берегового склона –  
разрез у пос. Лесное, Куршская коса**

**Eroshenko D.V.<sup>1</sup>, Kharin G.S.<sup>1</sup>, Napreenko M.G.<sup>1</sup>,  
Isachenko S.M.<sup>1</sup>, Dorokhova E.V.<sup>1</sup>, Zhukovskaya I.P.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>“Curonian Spit National Park”, village Rybachii, Kaliningrad region)

**The composition of the sands of the sea dune coastal slope –  
section near the v. Lesnoe, Curonian Spit**

Ключевые слова: Куршская коса, пляж, среднезернистые пески, гиттии, глауконит

Впервые исследованы гранулометрический и минеральный составы склоновых песков у пос. Лесное на Куршской косе в районе выхода древних лагунных илов. Отмечено влияние процессов почвообразования на состав песков. Выделен прослой олигомиктовых среднезернистых песков, предположительно эолового происхождения.

В ноябре 2020 г. у пос. Лесное на Куршской косе в рамках проводимых палеогеографических исследований на ст. GS 024 было проведено литологическое описание разреза от уреза воды до верхнего почвенного слоя. В лаборатории геологии Атлантики Института океанологии им. П.П. Ширшова проведен гранулометрический и минеральный анализ полученных проб. Целью работ являлась палеореконструкция условий накопления песчаного материала позднеголоценового возраста в месте скопления лагунных илов (гиттий), выходящих в этом месте на поверхность склона.

Проведенные ранее исследования голоценовых отложений корня косы [1–3] показали, что она представляет собой неоднородное тело, залегающее на меловом фундаменте, перекрытым в ряде случаев ледниковыми моренными отложениями. Перекрывающие их песчаные осадки имеют неоднородную структуру, осложнены прослоями растительных торфяников, илов, сформировавшихся палеопочв. Особенностью района исследования является выход торфяников, согласно залегающих на озерно-ледниковых моренных глинах и перекрывающий их прослой тонкого ила (гиттий), свидетельствующих о формировании в этом месте более 11 тыс. лет назад лагуны, отделенной от моря песчаным валом. Этот участок косы подробно рассматривался в работе Бадюковой [1], где был показан общий литологический разрез голоценовых отложений этого участка от верхнего почвенного горизонта до озерно-ледниковых суглинков. Было выделено 7 основных горизонтов, включающих гиттии и палеопочвы. Генезис песков,

перекрывающих слои гиттий, указан как преимущественно лагунный и эоловый (в верхней части разреза). Полученные нами данные позволяют дополнить уже опубликованные картины палеореконструкции данного участка косы.

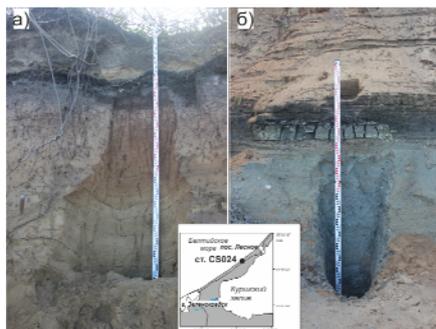


Рис. 1. Разрез берегового склона, ст. CS 024, район пос. Лесное, Куршская коса, а – верхняя часть, б – основание разреза.

Разрез выполнен в районе станции CS024 (рис. 1, 2), его видимая мощность от уреза воды составляет 575 см. В основании разреза находится двухметровый слой озерно-ледниковых песчаных суглинков палево-коричневого, серого цвета, плотного, пятнистой (неоднородной) текстуры, с галечно-гравийным материалом разной степени окатанности, с включениями неокатанного гравийного и валунного материала, представленного аргиллитами и алевролитами, обломками известняков). В верхней части блока наблюдаются следы сульфидизации.

Выше по разрезу (375–365 см) наблюдается прослой осадочной брекчии. Основная матрица представлена гравийным материалом разной степени окатанности и разнозернистым преимущественно кварцевым (кварц 68%) песком с примесью карбонатов (16%), глауконита (7%). По четкой горизонтальной границе на гор. 365–339 см залегает пачка слоистых илов (гиттий) темно-коричневого до серого цвета с горизонтальными песчаными прослоями более светлого песка.

Выше (гор. 339–185 см) они перекрываются пачкой песка, которая имеет преимущественно вдольбереговое наклонно-горизонтальное простирание. К юго-западу от разреза к нижней части этой толщи приурочены выходы почвенных вод. Сама толща имеет разнородное строение, осложненное как ярко выраженной слоистой (гор. 339–329 см), так и гомогенной текстурой (рис. 2). На горизонтах 339–329 и 289–185 см отмечены шесть четких прослоев песка более темных оттенков, нежели вмещающие его осадки. На горизонте 258 см присутствует ровный горизонтальный сантиметровый прослой крупнозернистого темно-коричневого кварцевого песка с обильными включениями растительных остатков, что является маркером отложений в зоне уреза воды. По все песчаной толще зафиксированы остатки корневой системы. Отмечено, что все выделенные в этой пачке

тонкие прослои имеют наклон в сторону залива. Т.е. данный участок берега является остатком берегового вала, частично сохранившегося до наших дней.

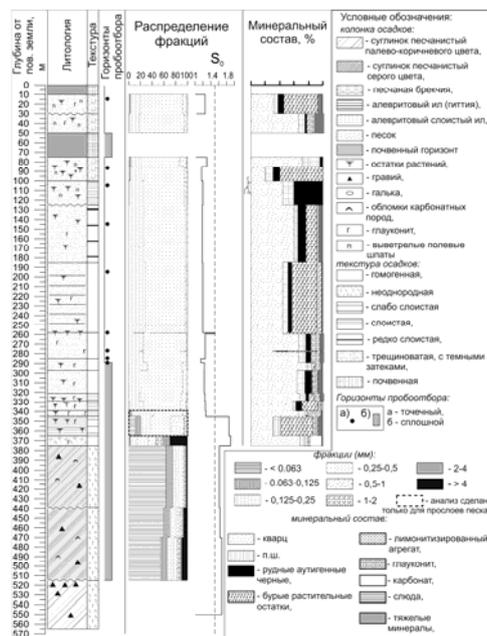


Рис. 2. Состав песков вдоль разреза берегового склона в районе пос. Лесное, ст. CS 024, Куршская коса.

Выше по разрезу (185–125 см) залегает светло-коричневый кварцевый песок с разнородной преимущественно субгоризонтальной слоистой текстурой, которая осложнена затеками органики темного цвета по остаткам корневой системы. Горизонт 125–75 см представлен кварц-полевошпатовым олигомиктовым песком от темно-серого до темно-коричневого оттенка, более плотно сцементированным, с характерной неравномерной трещиноватой текстурой, осложненной многочисленными затеками темного цвета по присутствующей корневой системе. Данный горизонт является подошвой вышезалегающего прослоя палеопочвы (75–50 см), для него характерно обильное включение остатков растительности. При макроописании в нем зафиксированы некарбонатные рыхлые стяжения белого цвета (измененные плагиоклазы). Все это указывает на проходившие процессы почвообразования. Прослой выдержан по простиранию, к северу от разреза текстура приобретает черты смятия, образуя складки с диаметром первые 10 см, заполненные белым веществом (подзолом).

Верхняя часть разреза (50–10 см) характеризуется наличием густой сети современной корневой системы и представлена хорошо отсортированным кварцевым песком. Вышезалегающей по неровной и постепенной границе

прослой кварц-полевошпатового полимиктового песка имеет хорошую степень цементированности и характеризуется более темным оттенком вследствие обильных затеков органики.

Гранулометрический анализ проб песка был проведен в лаборатории геологии Атлантики методом сухого отсева. По шкале Вентсворта были выделены фракции тонкозернистого песка (0.063–0.125 мм), мелкозернистого песка (0.125–0.25 мм), среднезернистого (0.25–0.5 мм), крупно- и грубозернистого (0.5–2 мм) песка, а также гравийно-галечный (2–>10 мм) материал. Распределение фракций по разрезу показало, что с горизонта 365 см доминирующей фракцией является среднезернистая, ее содержание резко возрастает вверх по разрезу с 20 до 60–80%. Степень сортировки песка колеблется от 1.15 до 1.3 (хорошо отсортирован). Исключением является слой крупнозернистого песка на гор. 258 см. Содержание фракций тонкозернистого песка и алевритово-пелитовой фракции увеличивается к нижней части разреза, возрастая до 6–21% в слоистых песках илистой пачки и до 66% в низзалегających суглинках. В самых верхних 100 см разреза в подстилающих почвенные горизонты песчаных прослоях содержание тонких фракций возрастает до 3–4.2%, что естественно объяснить современными процессами выветривания и обогащения этих горизонтов органическим (растительным) материалом. Песков с доминированием тонкозернистой и мелкозернистой фракций не наблюдается.

Анализ минерального состава проводился как для неразделенной фракции (под бинокляром), так и для крупноалевритовой фракции (поляризационный микроскоп) с использованием иммерсионной жидкости. Отдельно для верхних горизонтов была изучена под микроскопом тяжелая подфракция. Предварительный анализ окатанности зерен песка под бинокляром показал, что на протяжении всего разреза в изученных среднезернистых песках в одной и той же пробе могут встречаться как неокатанные – слабо окатанные зерна кварца, характерного для ледниковых или пляжевых песков, так и матовые окатанные зерна, которые маркируют эоловые осадки. В составе песка доминируют зерна кварца, полевых шпатов, многочисленные растительные остатки, биогенных включений, при этом их концентрация явно влияет на цветовую гамму песков. Растительные остатки маркируют подстилающие почвенные горизонты и средний слой редкослоистых песков в интервале 258–185 см. Отмечено, что выше прослоя палеопочвы (гор. 50–10 см) обнаружены включения в виде семени растений. Отличительной чертой верхних горизонтов разреза является также наличие цементированных биогенным материалом агрегатов. В верхних горизонтах разреза (125–10 см) зафиксированы остатки выветрелых полевых шпатов в виде агрегатов белого цвета. В составе присутствуют тяжелые минералы (амфиболы, гранат, эпидот, циркон, рутил, дистен, турмалин, слюдные). Их наличие показательно для пляжевых песков [5]. Практически по всей толще песков (в интервалах 339–185 см и 50–10 см) присутствует глауконит (от 5 до 11.7%). Также практически по

всем горизонтам в пробах присутствуют аутигенные рудные минералы, максимумы их скопления зафиксированы в интервалах 289–259 см. По результатам анализа был выделен горизонт 125–75 см среднезернистых хорошо отсортированных кварцевых олигомиктовых песков. Такой состав, вероятно, мог определяться эоловыми процессами.

Проведенные предварительные исследования показали, что изучаемая песчаная толща, залегающая на слоях гиттий, скорее всего, сформировалась в более-менее однородных условиях. На это указывают положение песчаных прослоев в разрезе, преимущественно единая степень сортировки, минеральный состав, окатанность зерен. В основном, эти среднезернистые хорошо отсортированные пески обогащены биогенным материалом, рудными черными минералами. Постседиментационные изменения, связанные с нарушением сплошности песчаных толщ древними и современными корневыми системами, влиянием почвенных вод, процессами почвообразования, определяют наличие в составе песков тонких фракций, измененных минералов, сцементированных агрегатов.

Работа выполнена в рамках госзадания № 0128-2021-0012.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Строение корневой части Куршской косы // Вестник Моск. Ун-та. 2010. Сер. 5. № 5. С. 53–59.
2. Сергеев А.Ю. Палеогеографическая реконструкция района Куршской косы в позднеплейстоцене-голоцене // <https://cyberleninka.ru/article/n/paleogeograficheskaya-rekonstruktsiya-rayona-kurshskoy-kosy-v-pozdnem-neopleystotsene-golotsene/viewer>
3. Харин Г.С., Жуковская И. П., Ерошенко Д.В. Новые данные о геологии зоны сочленения Куршской косы и Самбийского полуострова // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия Национального парка «Куршская коса». 2012. Вып. 8. С. 193–202.
4. Харин Г.С., Жуковская И.П. Типы осадков и разрезов верхнечетвертичного чехла и геологическая устойчивость Куршской косы (Балтийское море) // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 3. С. 215–233.
5. Харин Г.С., Жуковская И.П., Ерошенко Д.В. Рудоносные пески в осадках Куршской косы (Балтийское море) // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 132–140. DOI: 10.31857/S003015742101007X.

The granulometric and mineral compositions of slope sands near v. Lesnoe on the Curonian Spit in the area of ancient lagoonal silt outcrops were studied for the first time. The influence of soil formation processes on the composition of sands was noted. A layer of oligomictic medium-grained sands, presumably of aeolian origin, was identified.

**Зенина М.А.<sup>1</sup>, Чепалыга А.Л.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: maria\_zenina@mail.ru; <sup>2</sup>Институт географии РАН, г. Москва; e-mail: tchepalyga@mail.ru)

**Комплексы остракод стратотипических разрезов  
карангатского бассейна Черного моря (верхний  
плейстоцен)**

**Zenina M.A.<sup>1</sup>, Chepalyga A.L.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of geography RAS, Moscow)

**Ostracod assemblages of the stratotype sections of Karangatian  
Basin of the Black Sea (Upper Pleistocene)**

Ключевые слова: фауна остракод, моллюски, сообщества, соленость, Черноморский регион

Фауна остракод западной части мыса Карангат представлена 36 видами и близка к фауне современного Азовского моря. Однако, среди остракод присутствуют виды, принадлежащие к родам, не обитающим в современном Азовском и Черном морях, а характерные для более высокой солености. Низкий уровень террасовых отложений в западной части м. Карангат указывает на низкий уровень моря по сравнению с ниже и средне карангатскими отложениями восточной части, что свидетельствует об их принадлежности к последней стадии карангатской трансгрессии.

Карангатская трансгрессия – крупная межледниковая трансгрессия в Черноморском регионе, в период которой соленость бассейна была самой высокой в плейстоцене. Ее отложения широко распространены, поэтому палеогеография этого бассейна довольно хорошо изучена [1–7]. В связи с детализацией стратиграфии карангатского бассейна возникает ряд вопросов, касающихся состава фауны и стадий развития трансгрессии, а также их палеогеографической интерпретации, связанной с колебаниями уровня моря, изменением климата и береговой линии. Стратиграфический разрез на мысе Карангат является стратотипом (эталон) для карангатских отложений черноморского плейстоцена и базой для межбассейновых стратиграфических корреляций. Его автор Н.И. Андрусов первоначально назвал отложения мыса Карангат тирренскими слоями, поскольку в составе фауны моллюсков присутствовали виды типичные для тирренских отложений Средиземного моря. В дальнейшем Архангельский и Страхов [5] предложили назвать эти отложения «карангатскими слоями» по имени мыса Карангат.

Материалом для данной работы послужили 10 образцов, отобранных в мае 2018 г. на двух разрезах (5/18 и 6/18) в западной части мыса Карангат. Сухие образцы были взвешены и промыты через сита 2 мм и 0.1 мм. Кроме количественных образцов для каждой точки отбора промывался

качественный образец, чтобы можно было составить полное представление о сообществах остракод. Остракоды были отобраны под бинокулярным микроскопом из сухой фракции 2–0.1 мм, затем были рассортированы по видам и подсчитаны створки для каждого вида. Одна раковина остракод равна двум створкам. Из фракции более 2 мм была изучена фауна моллюсков.

Цоколь карангатской террасы на м. Карангат представлен темно-серыми палеогеновыми сланцевыми глинами мощностью 0.5 м. К западу цоколь снижается и уходит под уровень моря, а к востоку высота цоколя увеличивается. Лессовые отложения, имеющиеся в других разрезах м. Карангат, отсутствуют. Мощность карангатских отложений в месте отбора образцов составляет 3–4 м, сверху они покрыты современной почвой.

Фауна остракод западной части мыса Карангат представлена комплексом видов близким к фауне современного Азовского моря. Однако, среди остракод присутствуют виды, принадлежащие к родам, не обитающим в современном Азовском и Черном морях, а характерные для более высокой солености. Фауна остракод карангатских отложений представлена 36 видами, из них два пресноводных вида встреченных в единичных экземплярах, один широко распространенный эвригалинный вид, четыре вида каспийского происхождения и 29 видов средиземноморского происхождения. Присутствие каспийской фауны и пресноводных видов свидетельствует о некотором опреснении и влиянии расположенной по близости лагуны Качик. По видовому составу все отложения населены одним мелководным комплексом видов. Однако, внутри сообщества можно выделить три зоны с разными условиями солености и типичные для разной глубины.

Низкий уровень террасовых отложений в западной части м. Карангат указывает на низкий уровень моря по сравнению с ниже и средне карангатскими отложениями восточной части, что свидетельствует об их принадлежности к последней стадии карангатской трансгрессии. В этот период в карангатском бассейне отмечается самая слабая связь со Средиземным морем, что отражается на фауне остракод и моллюсков. Однако, в сообществах присутствуют виды, отсутствующие в современном Черном море, что свидетельствует о более сильной связи со Средиземноморским бассейном чем в настоящее время и несомненной принадлежности к карангатской трансгрессии, о чем писал еще Н.И. Андрусов [4]. Таким образом, в истории карангатской трансгрессии можно выделить три фазы: нижняя (тобечикская), средняя (эльтигенская) [6] и верхняя, описанная нами в этой статье.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИО РАН (проект № 0128-2021-0006).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрусов Н.И. Геологические исследования на Таманском полуострове // Материалы для геологии России. Т. XXI. 1903. № 2. С. 257–283.
2. Андрусов Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1904–1905. Т. 7. Вып. 6. С. 158–172.
3. Андрусов Н.И. Босфор и Дарданеллы. Исторический обзор мнений об их происхождении // Землеведение. 1905. Т. 12. Кн. 1–2. С. 1–44.
4. Андрусов Н.И. Позднечетвертичная тирренская терраса в области Черного моря // Bull. Intern. Acad. Sci. Boheme. 1925. С. 165–176.
5. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л.: Издательство АН СССР, 1938. 226 с.
6. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.
7. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 263 с.

The ostracod fauna of the western part of Karangat Cape is represented by 36 species and close to the modern fauna of Azov Sea. However, there are few ostracod species belonging to the genera that do not live in the modern Azov-Black basin, but are typical for more saline Mediterranean water. The low terrace level of deposits in the western part of Karangat Cape indicates that they belong to the last stage of the Karangat transgression.

**Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Овсепян Е.А.**

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

**Влияние прохода Вима на формирование  
седиментационных контуритовых систем в Юго-Западной  
Атлантике**

**Ivanova E.V., Borisov D.G., Murdmaa I.O., Ovsepyan E.A.**

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

**Influence of the Vema Channel on the formation of the  
contourite sedimentary systems in the western South Atlantic**

Ключевые слова: осадконакопление, контуриты, придонные течения, гранулометрический состав

В работе обсуждаются новые результаты мультидисциплинарных исследований шестнадцати колонок донных осадков и высокоразрешающих сейсмоакустических профилей, полученных в западной части Юго-Западной Атлантики. Обсуждаются гипотезы влияния Нижних циркумполярных глубинных и Антарктических донных вод, проходящих через канал Вима, на формирование и эрозию терригенных и карбонатных контуритовых дрифтов в изучаемом районе.

Изучено влияние придонных вод антарктического происхождения, распространяющихся на север через глубоководный проход Вима, на процессы седиментации и эрозии неоген-четвертичных отложений. Западная и восточная ветви Нижних циркумполярных глубинных вод омывают дно плато Санта-Катарина – эскарпа Сан-Паулу к западу и на дрифте Иоффе – поднятии Риу-Гранди к востоку от северного выхода из прохода соответственно. Исследование основано на комплексном анализе 16 колонок донных осадков и сейсмоакустических профилей высокого разрешения. Колонки длиной 1–6 м отобраны с глубин 1323–4040 м. Материалы получены авторами в 9 рейсах НИС "Академик Иоффе" с 2010 по 2017 гг. и обработаны с применением новейшей автоматизированной системы комплексного изучения кернов Geotek MSCL-XYZ core workstation. Возрастные модели основаны на биостратиграфическом расчленении отложений, изотопно-кислородной стратиграфии, радиоуглеродном масс-спектрометрическом датировании, корреляции колонок по кривым измеренных значений магнитной восприимчивости (MS) и отношения Ca/Al, полученного по данным рентгено-флюоресцентного анализа (XRF) [1–5]. Полученные сейсмические и литологические данные доказывают контуритовое происхождение преимущественно терригенных отложений на плато Санта-Катарина – Сан-Паулу и преимущественно карбонатных песчано-алевритовых отложений на дрифте Иоффе и на склоне возвышенности Риу-Гранди. На ее вершине, в районе точки скв. 516

Глубоководного бурения (DSDP), вскрыты контуритовые фораминиферовые пески, тонкий материал (<63 мкм) из которых вымыт придонными течениями.

К западу от прохода Вима преимущественно терригенные контуриты характеризуются широким развитием биотурбации, наличием резких эрозионных контактов и песчаных или силтовых прослоев, преимущественно плохой сортировкой и тонкозернистостью осадков, наличием би-градационных интервалов. Установлена хорошая корреляция между содержанием сортируемого силта (во фракции <63 мкм) и его средним размером (критерий контуритов по [6]) в 8 изученных колонках. Возраст контуритовых отложений средне-позднечетвертичный, скорости осадконакопления 5–9 см/тыс. лет. На плато Санта-Катарина по сейсмоакустическим данным выявлены осадочные волны контуритового генезиса [7].

Преимущественно известковые контуриты дрифта Иоффе к СВ от прохода Вима накапливались в условиях низкой биологической продуктивности, вдали от источников терригенного материала, в основном выше фораминиферового лизоклина. Морфология дрифта, сейсмоакустические данные, наличие угловых несогласий указывают на его контуритовый генезис. Это подтверждается наличием многочисленных эрозионных перерывов [1, 3, 4] и би-градационных интервалов, интенсивной биотурбацией, преимущественно плохой сортировкой. Интенсивная эрозия отложений дрифта Нижними циркумполярными водами выразилась в сокращенной мощности и/или отсутствии биостратиграфических зон [1, 3, 5]. Впервые для глубоководных известковых отложений установлен довольно высокий (в 4 колонках) коэффициент корреляции между содержанием сортируемого силта (во фракции <63 мкм) и его средним размером. Возраст вскрытой 6 колонками части осадочного разреза дрифта Иоффе – поздний плиоцен-голоцен [1, 3, 5]. На возвышенности Риу-Гранди подняты более молодые средне-верхнечетвертичные отложения. Средние скорости осадконакопления на дрифте и возвышенности очень низкие, не превышают 1 см/тыс лет. Полученные данные указывают на важнейшую роль выходящих из канала Вима придонных течений, прежде всего Нижних циркумполярных глубинных вод происхождения, в латеральной глубоководной седиментации и формировании контуритовых осадочных систем в Юго-Западной Атлантике.

Авторы благодарны Е.В. Дороховой, Е.А. Стрельцовой и Н.В. Немченко за выполнение части гранулометрических анализов, Н. Маккейву и Д. Стоу за обсуждение результатов.

Исследования проводились по проекту РФФИ 18-17-00227 и Госзаданию № 0128-2021-0006.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Borisov D.G. et al. Late Pliocene–Pleistocene stratigraphy and history of formation of the Ioffe calcareous contourite drift, Western South Atlantic // *Marine Geology*. 2016. V. 372. P. 17–30.
2. Ovsepyan E.A., Ivanova E.V. Glacial–interglacial interplay of southern- and northern-origin deep waters in the São Paulo Plateau – Vema Channel area of the western South Atlantic // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2019. V. 514. P. 349–360.
3. Ivanova E.V., Borisov D.G., Dmitrenko O.B., Murdmaa I.O. Hiatuses in the late Pliocene–Pleistocene stratigraphy of the Ioffe calcareous contourite drift, western South Atlantic // *Marine and Petroleum Geology*. 2020. V. 111. P. 624–637.
4. Ivanova E.V., Borisov, D.G., Murdmaa, I.O. Chapter 9. Hiatuses and Core Correlations // *The Ioffe Drift / Murdmaa I. and Ivanova E. (Eds.)*. Springer, in press.
5. Ivanova E.V., Dmitrenko O.B. Chapter 7. Micropaleontology and Biostratigraphy // *The Ioffe Drift / Murdmaa I. and Ivanova E. (Eds.)*. Springer, in press.
6. McCave I.N. Formation of sediment waves by turbidity currents and geostrophic flows: A discussion // *Marine Geology*. 2017. V. 390. P. 89–93.
7. Borisov D., Frey D., Levchenko O. Sediment waves on the Santa Catarina Plateau (western South Atlantic) // *J. South Am. Earth Sci.* 2020. V. 102. P. 102–698.

Herein, we discuss new results of a multidisciplinary study of sixteen sediment cores and high-resolution seismoacoustic profiles, to address the impact of Lower Circumpolar Deep Water and Antarctic Bottom Water passing through the Vema gateway on terrigenous and calcareous biogenic contourite accumulation and erosion.

**Киреенко Л.А.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: bodal1@yandex.ru)

**Бентосные фораминиферы в поверхностном слое осадков  
Чаунской губы Восточно-Сибирского моря по материалам  
60-го рейса НИС «Академик Опарин»**

**Kireenko L.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Benthic foraminifera in surface sediments of Chaun Bay of East  
Siberian Sea based on materials of 60th cruise of the R/V**

**«Akademik Oparin»**

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, Арктика, Восточно-Сибирское море, донные отложения, микропалеонтология

Осенью 2020 г. на борту научно-исследовательского судна «Академик Опарин» изучалось распределение, видовой состав и сообщество бентосных фораминифер в донных поверхностных осадках (0–2 см) Чаунской губы (Восточно-Сибирское море). Фауна бентосных фораминифер, благодаря своему широкому распространению в современных морских и донных отложениях и высокой чувствительности к внешним условиям, служит одним из лучших экологических показателей условий и изменений, происходящих в бассейне.

В настоящее время восточный сектор Арктического шельфа исследован очень слабо и его изучению уделяется большое внимание. Отбор осадков и изучение фауны бентосных фораминифер в Чаунской губе в последний раз были произведены в 1980-е гг., и эта работа является логическим продолжением комплексных исследований, реализованных Зоологическим институтом АН СССР [1, 2]. Детальное изучение встречаемости, распределения, видового состава и сообщества бентосных фораминифер в поверхностных осадках Чаунской губы Восточно-Сибирского моря было сделано на борту в 60-м рейсе НИС «Академик Опарин», с 26 сентября по 11 ноября 2020 г. Результаты геологического исследования в данной экспедиции были опубликованы ранее [3].

Чаунская губа имеет глубины не более 30 м и представляет собой мелководный залив, в который впадают множество мелких рек. Гидрологический режим зависит от сгонно-нагонного явления, а также от циклонической циркуляции вод, обусловленной поступлением водных масс речного стока (рис. 1) [1].

Осадочный материал отбирали с помощью коробчатого пробоотборника типа Экман (0.25 м<sup>2</sup>) и дночерпателей типа Ван Вин (0.15 и 0.02 м<sup>2</sup>). В Чаунской губе реализовано 48 комплексных геологических станций (рис. 2), на которых отобрано для фораминифероанализа:

1. 11 архивных врезок;
2. 11 врезок, разобранных по 1 см;
3. 68 проб поверхностных осадков (0–2 см), из которых 30 проб, окрашенных красителем Rose Bengal для анализа живых/мертвых фораминифер, и 38 проб, промытых через сито >63 мкм на борту для предварительного численного и видового анализа фораминифер.

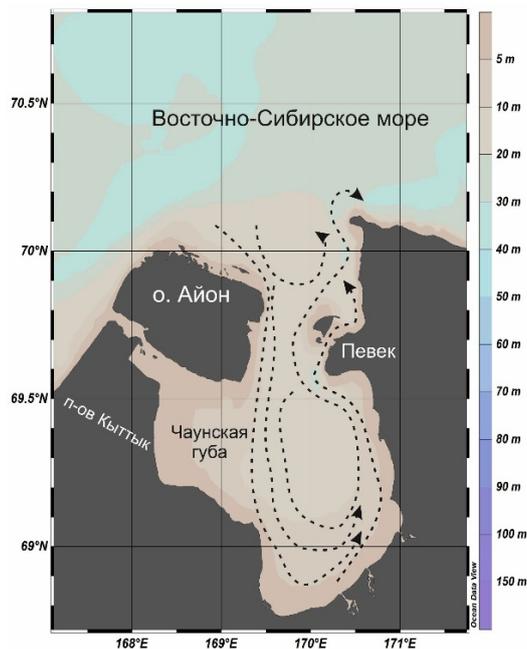


Рис. 1. Карта района работ и схема течений Чаунской губы Восточно-Сибирского моря [1].

Раковины бентосных фораминифер были определены под стереомикроскопом Микромед МС-2-ZOOM с увеличением 160x с использованием публикаций Jones [4], Feyling-Hanssen [5], Atlas of Benthic Foraminifera [6], Saidova [7].

По данным фораминифероанализа на борту судна донных осадков из Чаунской губы Восточно-Сибирского моря определен 41 вид бентосных фораминифер. Планктонных таксонов обнаружено не было. Среди бентосных фораминифер 19 видов обладают агглютинированным скелетом, остальные – известковым (таблица). Наибольшая встречаемость и численность фауны бентосных фораминифер наблюдается в устьевой и кутовой (внутренней) части Чаунской губы, а также у берегов мыса Наглойнын и в проливе в районе г. Певек (рис. 2). Видовое разнообразие

варьирует от 3 до 12 видов в одной пробе донных осадков. Практически все виды бентосных фораминифер представлены арктической и атлантической фауной, однако встречены и тихоокеанские особи. Доминантными и субдоминантными видами бентосных фораминифер в Чаунской губе являются: *Elphidium excavatum* forma *clavata* (Cushman, 1944), *Elphidium subarcticum* (Cushman, 1944), *Elphidium bartletti* (Cushman, 1933), *Eggerelloides scaber* (Williamson, 1858), *Ammotium cassis* (ParkerinDawson, 1870), *Haynesia orbicularis* (Brady 1881), *Reophax subfusiformis* (Earland, 1933), *Trohammina inflata* (Montagu, 1808). При этом наблюдается, что доминант *E. excavatum* распределен в основном северной части изучаемой территории Чаунской губы, а в южной части место доминанта занимает вид *E. scaber*. Таксоны *H. orbicularis* и *A. cassis* в основном являются субдоминантными видами бентосных фораминифер в Чаунской губе, но иногда выступают в качестве доминантов в прибрежной части изучаемого района.

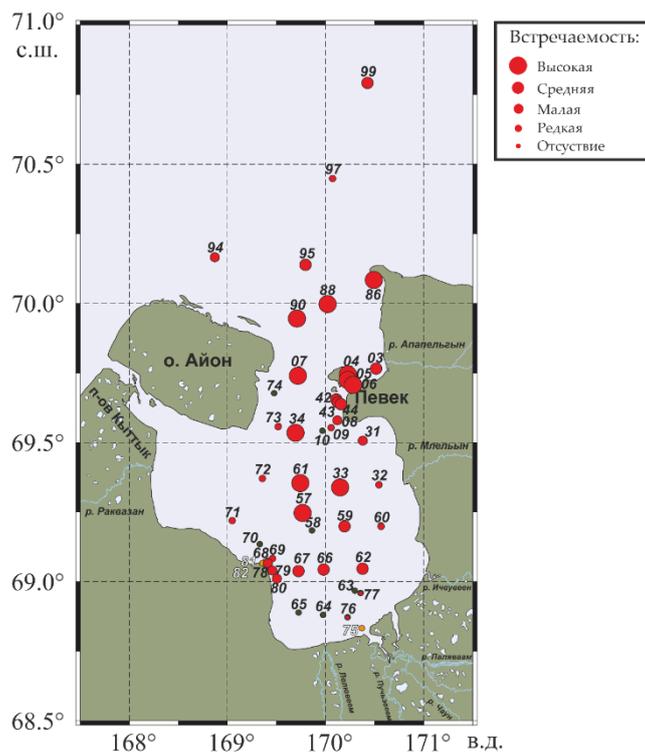


Рис. 2. Карта расположения станций и встречаемость бентосных фораминифер в Чаунской губе в 60-м рейсе «Академик Опарин»

Таблица. Список видов бентосных фораминифер в Чаунской губе 60-го рейса НИС «Академик Опарин»

Бентосные фораминиферы Чаунской губы (АО-60)	
Состав раковины	Виды бентосных фораминифер
Агглютинированные	1 <i>Annotium cassis</i> (Parker in Dawson, 1870)
	2 <i>Cornuspira involvens</i> (Reuss, 1849)
	3 <i>Edentostomina rupertiana</i> (Brady, 1881)
	4 <i>Eggerelloides scaber</i> (Williamson, 1858)
	5 <i>Eratidus foliaceus</i> (Brady, 1881)
	6 <i>Hormosinella guttifera</i> (Brady, 1881)
	7 <i>Lagenammina difflugiformis</i> (Brady, 1879)
	8 <i>Lagenammina</i> sp.
	9 <i>Psammospaera fusca</i> (Schulze, 1875)
	10 <i>Reophax dentaliniformis</i> (Brady, 1881)
	11 <i>Reophax fusiformis</i> (Williamson, 1858)
	12 <i>Reophax subfusiformis</i> (Earland, 1933)
	13 <i>Rhabdammina</i> sp.
	14 <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (Silvestri, 1904)
	15 <i>Spiroplectammima biformis</i> (Parker and Jones, 1865)
	16 <i>Textularia agglutinans</i> (d'Orbigny, 1839)
	17 <i>Textularia</i> sp.
	18 <i>Tholosina vesicularis</i> (Brady, 1879)
	19 <i>Trohammina inflata</i> (Montagu, 1808)
Известковые	20 <i>Buccella frigida</i> (Cushman, 1921)
	21 <i>Cassidulina reniforme</i> Norvang, 1945
	22 ? <i>Cribrononion incertum</i> (Williamson, 1858)
	23 <i>Dentalina aphelis</i> (Loeblich and Tappan, 1986)
	24 <i>Dentalina</i> sp.
	25 <i>Elphidiella arctica</i> (Parker and Jones in Brady, 1864)
	26 <i>Elphidiella groenlandica</i> (Cushman, 1933)
	27 ? <i>Elphidium advenum</i> (Cushman, 1922)
	28 <i>Elphidium bartletti</i> (Cushman, 1933)
	29 <i>Elphidium excavatum</i> forma <i>clavata</i> (Cushman, 1944)
	30 <i>Elphidium subarcticum</i> (Cushman, 1944)
	31 <i>Elphidium</i> sp.
	32 <i>Globobulimina pacifica</i> (Cushman, 1927)
	33 <i>Haynesia orbicularis</i> (Brady, 1881)
	34 <i>Nonion labradoricum</i> (Dawson, 1860)
	35 <i>Nonion</i> sp.
	36 <i>Pyrgo elongata</i> (d'Orbigny, 1826)
	37 <i>Pyrulina cylindroides</i> (Roemer, 1838)
	38 <i>Pyrulina gutta</i> (d'Orbigny, 1839)
	39 <i>Quinqueloculina seminulum</i> (Linne, 1758)
	40 <i>Silicosigmoilina groenlandica</i> Loeblich & Tappan, 1953
41 <i>Spirillina vivipara</i> (Ehrenberg, 1843)	

Автор признателен А.С. Ульянцеву, А.Н. Чаркину, П.Ю. Семкину, а также всей команде экипажа «Академик Опарин». Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 19–77-10044), и в рамках государственного задания, тема № 0128-2021-0006.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Экосистемы, флора и фауна Чаунской губы Восточно-Сибирского моря // Исследования фауны морей / Под ред. Скарлато А.О. Вып. 47 (55). СПб.: ЗИН РАН, 1994. 267 с.
2. Экосистемы и фауна Чаунской губы и сопредельных вод Восточно-Сибирского моря // Исследования фауны морей / Под ред. Скарлато А.О. Вып. 48 (56). СПб.: ЗИН РАН, 1994. 153 с.
3. Ульянцев А.С., Чаркин А.Н., Семин В.Л., Киреенко Л.А. и др. Геологические исследования верхней осадочной толщи Чаунской губы в 60-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Опарин» // Океанология. 2021. Т. 61. № 4. С. 666–668.
4. Jones R.W. The Challenger Foraminifera. Oxford University Press, 1994. 149 p.
5. Feyling-Hanssen R.W., Jørgensen J.A., Knudsen K.L., Andersen A.-L.L. Late quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway // Bull. Geol. Soc. Den. V. 21. 1971. P. 67–317.
6. Holbourn A., Henderson A.S., MacLeod N. Atlas of Benthic Foraminifera. Wiley-Blackwell, 2013. 642 p.
7. Saidova K.M. Benthic foraminifera communities of the Southern Ocean // Oceanology. 1998. V. 38. № 4. P. 506–512.

In the bottom surface sediments (0–2 cm) of the Chaun Bay (East Siberian Sea), the distribution, species composition and community of benthic foraminifera were studied on board the R/V «*Akademik Oparin*» in autumn 2020. These benthic foraminifera fauna, due to its wide distribution in modern marine and bottom sediments and high sensitivity to external conditions serve as one of the best environmental indicators of conditions and changes occurring in the basin.

## **Клювиткина Т.С.<sup>1</sup>, Новичкова Е.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru; <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: enovichkova@mail.ru)

### **Лабораторный этап анализа водных палиноморф: проблемы и решения**

## **Klyuvitkina T.S.<sup>1</sup>, Novichkova E.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow;

<sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

### **Laboratory processing in the aquatic palynomorph analysis: problems and solutions**

Ключевые слова: анализ водных палиноморф, лабораторная методика.

Стандартная методика обработки проб для анализа водных палиноморф скорректирована с целью исключения или минимизации появления в препарате нерастворимых минеральных зерен. Предложены решения для предотвращения образования фторидов кальция, калия и алюминия, а также для удаления зерен кварца и алюмосиликатов.

Анализ водных палиноморф используется для палеореконструкций основных параметров поверхностных вод в океанах и морях. Для извлечения этих органических микроорганизмов из осадка применяется методика, предполагающая удаление из образца минеральной составляющей и получение на выходе исключительно органики. Вместе с тем иногда приходится сталкиваться с технической проблемой, осложняющей проведение микроскопного анализа. Так, в готовых препаратах из проб, отобранных во многих регионах и имеющих различный возраст и литологический состав, химическая обработка которых проводилась в разных лабораториях, иногда в большом количестве (до 90% от объема препарата) встречаются нерастворимые прозрачные кристаллы разнообразной формы и размерами примерно 10–100 мкм. Наличие таких зерен существенно затрудняет, а иногда делает невозможными просмотр препаратов и подсчет палиноморф. Очевидно, что используемая нами методика обработки проб должна быть скорректирована таким образом, чтобы исключить либо свести к минимуму присутствие в препарате нерастворимых минеральных остатков.

Оболочки водных палиноморф состоят из органических соединений, по составу близких к спорополленину. Однако методики приготовления препаратов для спорово-пыльцевого анализа и анализа водных палиноморф отличаются. Одно из самых существенных отличий заключается в невозможности использования в анализе водных палиноморф тяжелой жидкости для разделения образца на фракции согласно методу

В.П. Гричука [1]. Дело в том, что многие цисты динофлагеллят (основная группа в составе водных палиноморф) относятся к так называемому хоратному типу — имеют развитые выросты, шипы или иную орнаментацию разной формы и размеров. Выросты часто сложно ветвятся, срастаются основаниями или вершинами, образуют гребни или сетчатую оболочку. Такие выросты, густо покрывающие поверхность цисты, могут собирать на себя минеральные частицы и вместе с ними опускаться в тяжелой жидкости на дно [2–4 и др.]. Следовательно, сепарация может приводить к потерям диноцист и ошибкам в статистических подсчетах. Поэтому в палеоэкологических исследованиях, предполагающих определение концентраций и видового состава ассоциаций, использования тяжелой жидкости принято избегать [4, 5].

Для извлечения водных палиноморф из осадка применяется методика, включающая в себя три основных этапа: обработку осадка сначала соляной (HCl), а затем фтористоводородной (HF) кислотами и последующее вымывание лишней фракции путем фильтрации через сита с диаметром пор 10 мкм и 120 мкм. Существует установленный протокол этой методики, однако допускаются ее различные варианты [4, 6]. Наличие в некоторых из наших препаратов минеральных зерен, затрудняющих микроскопный анализ, говорит о том, что используемая нами стандартная методика также нуждается в коррекции в рамках допустимых вариаций.

На первом этапе было необходимо установить происхождение и состав минеральных зерен. Для этой цели повторно изучены препараты, подготовленные для анализа водных палиноморф и содержащие минеральные кристаллы, из коллекций лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и лаборатории физико-геологических исследований имени А.П. Лисицына Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

Мы предполагали единый облик и происхождение минеральных частиц во всех пробах, однако предварительный анализ с помощью светового микроскопа Axio Imager Zeiss с цифровой камерой AxioCam при увеличении 40х показал, что кристаллы представлены двумя типами (рис. 1). Кристаллы первого типа встречены в пробах, например, из Белого и Баренцева морей и имеют правильную прямоугольную или кубическую форму со скругленными углами. Кристаллы второго типа представляют собой исключительно остроугольные обломки произвольной формы и обнаружены в пробах из Карского моря, Кумо-Манычской впадины и Среднего Поволжья. В некоторых образцах (например, из моря Лаптевых) встречены кристаллы обоих типов.

Для отработки методики была отобрана новая, тестовая партия из 12 образцов морских осадков из разных регионов. Ранее в этих образцах уже были обнаружены минеральные кристаллы. В тестовую партию вошли три пробы из колонок донных осадков Белого моря, три пробы из

поверхностных осадков Карского моря и шесть проб из скважины, пробуренной в центральной части Кумо-Манычской впадины. Химическая обработка и изготовление препаратов выполнены по стандартной методике в Институте океанологии РАН. Во всех готовых препаратах, как и ожидалось, обнаружены минеральные зерна. В беломорских пробах встречены кристаллы первого типа, а в осадках Карского моря и Кумо-Манычской впадины — второго.

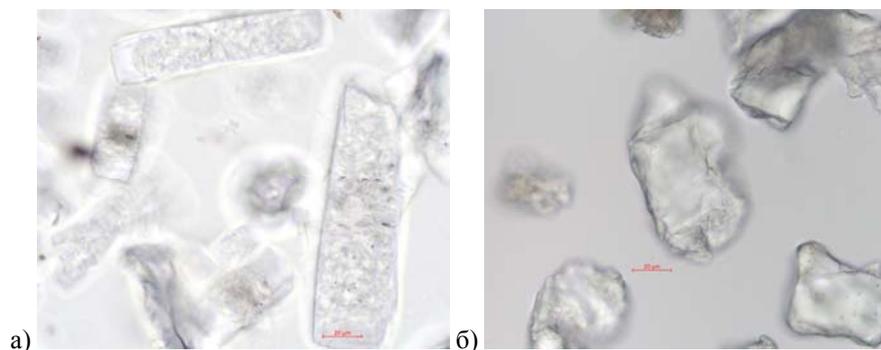


Рис. 1. Минеральные зерна первого (а) и второго (б) типа в поле зрения светового микроскопа (шкала – 20 мкм).

Из трех разных препаратов минеральные зерна были отобраны, отмыты от органической части и проанализированы на сканирующем электронном микроскопе VEGA-3 TESCAN (Чехия) с системой рентгеноспектрального микроанализа Oxford INCA Energy 350 (Великобритания).

В результате установлено, что кристаллы первого типа (Белое море) представляют собой новообразованные плохо растворимые соединения металлов с кислотными остатками. По литературным данным известно, что в пробе после обработки ее HCl остаются свободные катионы, которые впоследствии вступают в реакцию с HF, в результате чего появляются кристаллы солей. Например, наличие в осадке иона  $\text{Ca}^{2+}$  при обработке HF может привести к осаждению фторида кальция ( $\text{CaF}_2$ ) [6]. Однако, для Белого моря характерно практически полное отсутствие карбонатов в осадках. Установлено, что обнаруженные в беломорских пробах кристаллы состоят из фторидов алюминия и калия (рис. 2а). В данном случае высвобождение ионов  $\text{Al}^{3+}$  и  $\text{K}^+$ , вероятно, произошло вследствие воздействия HF на глинистую составляющую осадка.

Кристаллы второго типа (Карское море и Кумо-Манычская впадина) представлены остатками разложения кварца и алюмосиликатных минералов, богатых кремнеземом, близких по составу к полевым шпатам и амфиболам (рис. 2б), т.е. частицами кремнезема, не растворившимися в HF. Сравнение кварцевых зерен из исходного осадка с кристаллами после

химической обработки показало, что во втором случае они оказались более потравленными. По-видимому, в этом случае сократить их количество поможет увеличение времени обработки пробы HF.

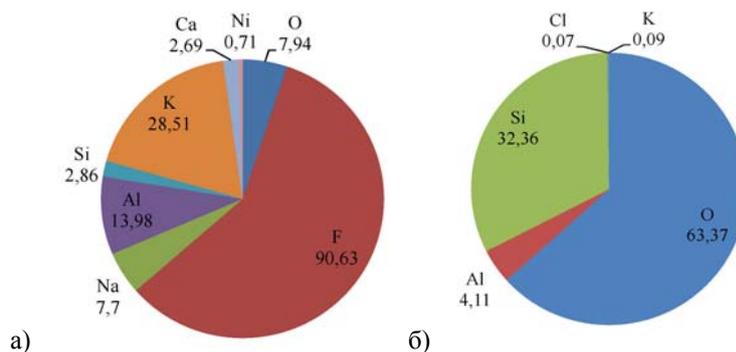


Рис. 2. Секторные диаграммы элементного состава (в %) кристаллов первого (а) и второго (б) типов по данным сканирующей электронной микроскопии.

Таким образом, в новую лабораторную методику предлагается внести следующие изменения. Для предотвращения образования кристаллов первого типа, т.е. любых солей и, главным образом, солей кальция (при обработке высококарбонатных осадков), необходимо более тщательно отмывать пробу дистиллированной водой после обработки HCl, чтобы исключить сохранение ионов, способных вступить в реакцию с HF. Проба должна промываться до тех пор, пока значение pH не станет нейтральным. Установлено, что в пробирке объемом 50 мл такой результат достигается после четырехкратного промывания. При работе с низкокарбонатными осадками (например, из арктических морей) для избавления от солей алюминия и калия следует дополнительно промывать осадок через сито 10 мкм с целью удаления пелита перед использованием HF.

Для того чтобы ускорить и упростить удаление из пробы кристаллов второго типа, т.е. кварца и алюмосиликатов, предлагаются два решения. Во-первых, нужно сократить объем материала, заливаемого HF. Сделать это можно, так же как и в случае с солями алюминия и калия, путем добавления дополнительного этапа фильтрации пробы через 10 мкм после отмывания от HCl. При фильтрации объем осадка в пробирке в среднем сокращается более чем в два раза, и последующая реакция с кислотой проходит быстрее и эффективнее. Кроме того, этот подход имеет еще одно преимущество: удаление пелитовой фракции позволяет минимизировать такое неприятное явление, как интенсивное кипение образца в HF. Во-вторых, время нахождения в кислоте пробы, содержащей большое количество кварцевых кристаллов, предлагается увеличить до 3–4 суток.

Тестовая партия образцов была обработана повторно с учетом предложенных изменений в методике. Последующий микроскопный анализ показал, что проблема образования солей в препарате успешно решена. Количество кварца в большинстве проб сократилось до незначительного количества, либо до значений, позволяющих вести определение и подсчет палиноморф. Тем не менее, в некоторых пробах, изначально содержавших большое количество песчаной фракции, минеральные кристаллы в препарате сохранились. В таких случаях, если просмотр и подсчет по-прежнему невозможны, для отдельных проб допускается применение тяжелой жидкости, однако обработанные таким образом пробы должны быть специально помечены, а к полученным результатам нужно относиться с осторожностью.

Авторы благодарны Н.В. Политовой, А.А. Ключиткину и Д.П. Стародымовой за помощь и ценные замечания и А.Г. Боеву за электронно-микроскопические исследования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№19-05-50090 и 20-05-00608).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пыльцевой анализ / Под общ. ред. А.Н. Криштофовича. М.: Госгеолыздат, 1950. 572 с.
2. Warny S.A., Wrenn J.H. New species of dinoflagellate cysts from the Bou Regreg Core: a Miocene-Pliocene boundary section on the Atlantic Coast of Morocco // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1997. V. 96. P. 281–304.
3. Roncaglia L., Kuijpers A. Palynofacies analysis and organic-walled dinoflagellate cysts in Late-Holocene sediments from Igaliku Fjord, South Greenland // *The Holocene*. 2004. V. 14,2. P. 172–184.
4. de Vernal A., Henry M., Bilodeau G. Micropaleontological preparation techniques and analyses. Notes prepared for students of course SCT 8245. Montréal: Département des Sciences de la Terre, UQAM, 2010. 32 p.
5. Mudie P.J., Leroy S.A.G., Marret F. et al. Nonpollen palynomorphs: Indicators of salinity and environmental change in the Caspian–Black Sea–Mediterranean corridor // *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis / Geological Society of America Special Paper* (Eds.: Buynevich I.V. et al.). 2011. V. 473. P. 89–115.
6. Mertens K.N., Verhoeven K., Verleye T. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: The Lycopodium marker-grain method put to the test // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2009. V. 157. P. 238–252.

The standard sample preparation method for the aquatic palynomorph analysis has been adjusted to eliminate the presence of mineral grains in the slides. It is proposed how to prevent the formation of calcium, potassium and aluminum fluorides, as well as how to remove grains of quartz and aluminosilicates.

**Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.**

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru)

**Возможности использования микроводорослей  
для реконструкций интенсивности речного стока  
в голоцене на примере моря Лаптевых**

**Klyuvitkina T.S., Polyakova Ye.I.**

(Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow)

**Application of microalgae for reconstructing of river runoff  
during the Holocene on the example of the Laptev Sea**

Ключевые слова: водные палиноморфы, море Лаптевых, речной сток.

На примере голоценовой истории восточной части моря Лаптевых рассмотрено применение анализа водных палиноморф для реконструкции интенсивности поступления на шельф речных вод. Установлено, что примерно 11.3–11.0 тыс. л.н. в палеоэстуарии р. Яны (глубина 51 м) происходило лавинообразное накопление речной взвеси. Около 9 тыс. л.н. началось затопление мелководного юго-восточного шельфа. Устье р. Лены находилось на глубине 32 м примерно 8.9–8.6 тыс. л.н.

Микроводоросли традиционно используются для реконструкций различных параметров поверхностных вод (солености, ледовых условий, речного стока, распределения водных масс) на арктическом шельфе. Одной из самых перспективных групп считаются водные палиноморфы, включающие в себя, в первую очередь, цисты морских динофлагеллят и пресноводные зеленые водоросли. На сегодняшний день выявлена связь видового и количественного распределения водных палиноморф в современных осадках с гидрологическими параметрами, что позволяет использовать их в палеореконструкциях [1, 2 и др.]. На примере голоценовой истории восточной части моря Лаптевых рассмотрим возможность применения водных палиноморф для реконструкции интенсивности поступления на шельф пресных речных вод.

Выбранный регион – пологий мелководный шельф, глубина которого сегодня составляет в среднем 50 м. Летом сюда ежегодно поступает около четверти суммарного пресноводного стока в Арктический океан, главным образом, за счет р. Лены. Пресная вода распределяется в поверхностном слое морских вод, в значительной степени обеспечивая их стратификацию и, следовательно, стабильность морского ледового покрова полярной области [3]. Изучение речного стока в море Лаптевых имеет важное значение для понимания процессов формирования водных масс и их эволюции в Северном Ледовитом океане.

Конец позднего плейстоцена ознаменовался понижением уровня океана. Обширные пространства шельфа моря Лаптевых в максимум регрессии

представляли собой арктическую лессово-ледовую равнину, которую пересекали палеоруслу рек Лены, Яны, Оленека, Анабара, Хатанги [4 и др.].

Около 15–14 тыс. л.н. началось затопление шельфа и быстрое продвижение к югу береговой линии [5 и др.]. На сегодняшний день ход голоценовой трансгрессии уже поэтапно реконструирован – восстановлены ее основные этапы и изменение условий осадконакопления. Известно, что современные изобаты 50, 43 и 31 м затапливались 11.1, 9.8 и 8.9 тыс. л.н. соответственно, а современного положения уровень моря достиг ~5 тыс. л.н. [6]. В ходе миграции к югу областей маргинальных фильтров крупнейших рек происходило лавинообразное осаждение речной взвеси в их долинах, где установлены максимальные скорости осадконакопления в голоцене [7].

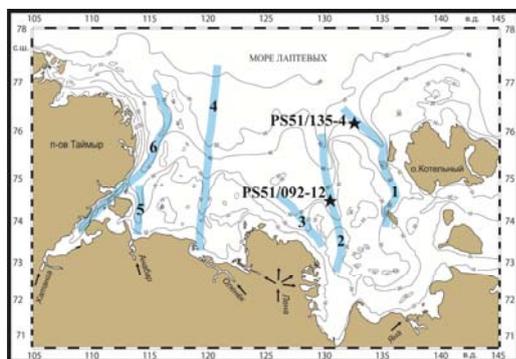


Рис. 1. Карта моря Лаптевых с указанием местоположения изученных колонок и палеодолин крупнейших рек (1 – Яна; 2 – Восточная Лена; 3 – Западная Лена; 4 – Оленек; 5 – Анабар; 6 – Хатанга).

В экспедициях TRANSDRIFT (1994–1998) были получены колонки PS51/135-4 (глубина моря 51 м) и PS51/092-12 (глубина моря 32 м) из палеодолин рек Яны и Лены соответственно (рис. 1). Колонка PS51/135-4 длиной ~5 м охватывает, согласно радиоуглеродному датированию, временной интервал 11.3–5.3 тыс. л.н. Длина колонки PS51/092-12 составляет ~6 м и соответствует последним 9 тыс. лет. Полученные радиоуглеродные датировки переведены в календарный возраст [6].

Согласно предшествующим исследованиям, водные палиноморфы в поверхностных осадках моря Лаптевых включают цисты динофлагеллят, пресноводные зеленые водоросли и органические остатки других водных организмов [8]. Концентрации диноцист варьируют от 3 до 4000 цист/г, а зеленых водорослей – от 7 до 3800 экз./г. Благодаря обильному речному стоку, количество цист динофлагеллят в прибрежных районах невелико, а преобладают зеленые водоросли. Их доминирование отмечается в западной части моря до 73°30'с.ш., а в восточной – до 76°00'с.ш. В северных, наиболее удаленных от устьев рек районах в осадках преобладают диноцисты (>50%), а число пресноводных водорослей резко сокращается [8]. Зеленые водоросли представлены видами *Pediastrum boryanum*, *P. kawraiskii* и *Botryococcus* cf. *braunii*, характерными для рек Сибири.

Кроме концентраций пресноводных палиноморф, в качестве индикатора использовался CD-критерий — соотношение содержания в составе ассоциаций зеленых водорослей, поступающих на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллят [9, 10 и др.]. Значения CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют в пределах от 0 до 66. Максимум (>20) выявлен в юго-восточных районах, куда направлен основной речной сток и соленость поверхностных вод не превышают 4 епс. В прибрежных зонах, около устьев крупных рек, а также в областях подводных долин значения CD-критерия изменяются от 4 до 15, при солености поверхностных вод <15 епс. В целом, по мере удаления от берега и увеличения солености, CD-критерий снижается. На севере, где соленость возрастает от 20 до >30 епс, его значения не превышают 2. Таким образом, предполагается, что в сочетании с концентрацией зеленых водорослей в осадках CD-критерий может отражать интенсивность речного стока.

Мы изучили водные палиноморфы в двух колонках, полученных в юго-восточных районах моря в пределах палеодолин Лены и Яны и попытались проследить смещение их устьев во время последнего в четвертичной истории затопления лаптевоморского шельфа.

Максимальные концентрации зеленых водорослей (до 3000 экз./г) в осадках колонки PS51/135-4 (рис. 2) отмечены в ее нижней части (>420 см, 11.3–11.0 тыс. л.н.). CD-критерий по всей глубине колонки в целом не превышает 0.5, а максимальных значений (до 20) достигает также в ее нижней части. В осадках колонки PS51/092-12 содержание зеленых водорослей варьирует в пределах от 70 до 3700 экз./г, и их наибольшие концентрации установлены в нижней части колонки (7.4 тыс. л.н. и ранее). CD-критерий максимален (до 3.5) в этом же интервале, а затем его значения постепенно сокращаются вверх по разрезу, что отражает снижение влияния речного стока в ходе развития голоценовой трансгрессии.

Таким образом, можно предполагать, что внешний шельф (глубина 51 м, колонка PS51/135-4) был затоплен ~11.3 тыс. л.н. [6, 11], о чем свидетельствует наличие в осадках морских видов диноцист. Однако согласно крайне высоким значениям CD-критерия (до 20) до 10.3 тыс. л.н. данный район находился под непосредственным влиянием стока р. Яны, а пик концентраций зеленых водорослей 11.3–11.0 тыс. л.н. указывает на наличие здесь внутренней зоны маргинального фильтра – области лавинной седиментации р. Яны [12]. В том же интервале (~11.2–11.0 тыс. л.н.) выявлен максимум содержания диатомовых водорослей, причем почти 100% из них – пресноводные. Кроме того, реконструированная по диатомеям соленость поверхностных вод здесь минимальна ( $\leq 9$  епс), а затем постепенно возрастает вверх по разрезу, свидетельствуя о переходе от прибрежно-морских условий к настоящим морским [11].

Отметим, что по высоким значениям CD-критерия в осадках колонки, расположенной в западной части моря на глубине 60 м, установлено, что

примерно на тысячу лет ранее (12.0–11.2 тыс. л.н.) данный район шельфа находился в области активного воздействия стока рек Анабара и Хатанги, эстуарий которых протягивался вдоль восточного берега п-ова Таймыр [10].

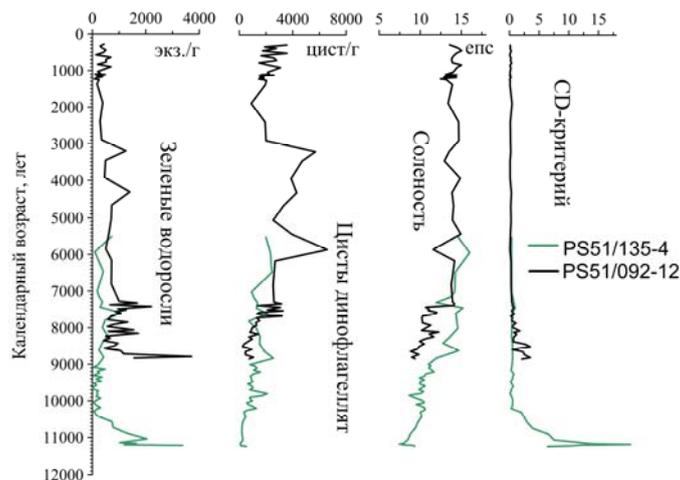


Рис. 2. Концентрации основных групп водных палиноморф, значения солености и CD-критерия в осадках колонок PS51/135-4 (глубина моря 51 м, палеодолина р. Яны) и PS51/092-12 (глубина 32 м, палеодолина р. Лены).

Примерно к 9 тыс. л.н. уровень моря поднялся до отметок -30–31 м [6]. В нижней части колонки PS51/092-12 уже присутствуют морские диноцисты. Однако на глубинах, соответствующих 8.9–8.6 тыс. л.н., мы видим сообщество, типичное для маргинального фильтра – зоны смешения речных и морских вод, где накапливается большая часть взвешенных речных наносов [12]. Об этом свидетельствуют всплеск концентраций пресноводных водорослей и высокие значения CD-критерия. Диатомовый анализ также показал пик концентраций, сформированный за счет речных планктонных видов (в основном *Aulacoseira italica*, *A.subarctica*, *A.granulata*) и минимальную соленость (~9 eps) поверхностных вод [13].

Условия палеоэстуария как Лены, так и Яны подтверждаются преобладанием в ассоциациях соответствующих колонок видов диноцист, способных выдерживать пониженную соленость прибрежных вод (*Islandinium minutum*, *Echinidinium karaense* и *Brigantedinium simplex*).

По результатам выполненных исследований можно заключить, что анализ водных палиноморф может успешно применяться при решении задач, касающихся изменений речного стока на шельфе арктических морей.

Работа выполнена в рамках госзадания лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (№121051100135-0).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Matthiessen J., de Vernal A., Head M. et al. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // *Palaeontolog. Zietschrift*. 2005. V. 79/1. P. 3–51.
2. Zonneveld K.A.F., Marret F., Versteegh G.J.M. et al. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2013. V. 191. P. 1–197.
3. Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 136 с.
4. Hubberten H.W., Andreev A.A., Astakhov V.I. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1333–1357.
5. Klemann V., Heim B., Bauch H. et al. Sea-level evolution of the Laptev Sea and the East Siberian Sea since the last glacial maximum // *Arktos*. 2015. V. 1.
6. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Glob. Planet. Ch.* 2001. V. 31. P. 125–139.
7. Kleiber H.P., Niessen F. Late Pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea Shelf — implications from sub-bottom profiling // *Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. Berlin, 1999. P. 635–656.
8. Künz-Pirrung M. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern Arctic Ocean // *Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 561–575.
9. Matthiessen J., Künz-Pirrung M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // *Int. J. of Earth Sciences*. 2000. № 89. P. 470–485.
10. Ключевиткина Т.С., Полякова Е.И. Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам исследования водных палиноморф // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 433.
11. Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // *Glob. Planet. Ch.* 2005. V. 48. P. 208–222.
12. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
13. Bauch H.A., Polyakova Ye.I. Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian Margin: Implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // *Paleoceanogr.* 2003. V. 18 (2).

On the example of the Holocene history of the eastern Laptev Sea, the possibility of aquatic palynomorph analysis for reconstruction the intensity of river runoff is considered. It was established that ~11.3–11.0 cal. ka in the paleoestuary of the Yana River (depth 51 m), paleoenvironmental conditions were characterized by increased precipitation of river-loaded matter. Until 9 cal. ka, the inner Laptev Sea shelf was inundated. The Lena River mouth was located at a depth of 32 m ~8.9–8.6 cal. ka.

**Кузьмина Е.С., Перечнев Р.В., Вторушина Э.А.,  
Пивоварова Е.С.**

(АУ «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпилмана», г. Ханты-Мансийск, e-mail: KuzminaES@nacrn.hmao.ru)

**Литолого-геохимическая характеристика баженовских  
отложений в Западной Сибири**

**Kuzmina E.S., Perechnev R.V., Vtorushina E.A.,  
Pivovarova E.S.**

(Autonomous Institution of Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug – Yugra «V.I. Shpilman Research and Analytical Centre for the Rational Use of the Subsoil», Khanty-Mansiysk)

**Lithology and Geochemistry of Bazhenov sediments in West  
Siberia**

Ключевые слова: высокоуглеродистые отложения, баженовская свита, сланцы

В зоне сочленения Красноленинского свода и западного борта Фроловской мегавпадины изучены особенности строения и нефтеносности баженовских отложений. В составе баженовского горизонта выделено 6 пачек, в двух скважинах выявлены нефтенасыщенные интервалы.

Баженовский горизонт широко распространен на территории Западной Сибири и содержит значительные по объему и практически неосвоенные запасы углеводородов [1]. Основными факторами образования черных сланцев являются высокая первичная биопродуктивность планктона, высокая степень захоронения и фоссилизации органического вещества и низкая скорость минеральной седиментации [2].

Объектом исследования выбраны баженовские отложения из 3 скважин, приуроченные к зоне сочленения Красноленинского свода и западного борта Фроловской мегавпадины.

Проведено макроописание керн и отобрано 114 образцов с шагом около 50 см. Выполнены оптико-микроскопические исследования, с помощью поляризационного и электронного микроскопа, рентгенофазовый (XRD), рентгенофлуоресцентный (XRF) и пиролитический анализы. Определение минерального состава образцов проведено на рентгеновском дифрактометре ARL X'TRA с применением программного комплекса Siroquant version 3 по методу Ритвельда путем моделирования теоретической дифрактограммы с наилучшим приближением “теория-эксперимент”. Для идентификации глинистых минералов выполнен сравнительный анализ ориентированных образцов: воздушно-сухих, насыщенных глицерином и термически обработанных. Результаты XRD нормированы на 100% с учетом содержания  $C_{орг}$ , определенного по результатам пиролитических исследований, выполненных на анализаторе HAWK Resource Workstation (Wildcat Technologies).

В разрезе баженовского горизонта выделено 6 пачек, толщина отложений в изученных скважинах составляет 28–31 м. Породы баженовского горизонта характеризуются одинаковым набором основных породообразующих компонентов (минералы группы кремнезема, глинистые, карбонатные минералы, органическое вещество) и текстурно-структурными особенностями.

Пачка 1 представлена темно-серыми слабоуглеродистыми ( $C_{\text{орг}} - 4.2\%$ ) тонкоплитчатыми глинистыми кремниевыми породами (по данным XRD глинистого материала – 32.5%, кремнезема – 56.1%). Присутствуют единичные крупные остатки (3 см) и скопления мелких *Onychites* (до 1 см), единичные *Lingularia salymica*, единичные ростры белемнитов (в сечении до 1 см). В подошве пачки, на контакте с абалакской свитой появляются пиритовые стяжения и тонкие слойки. По оптико-микроскопическим исследованиям породы сложены скрыто- и микрокристаллическим кремнеземом с примесью микрочешуйчатых глинистых минералов, в меньшем количестве присутствуют тонкодисперсный микроглобулярный пирит и микрокристаллические кальцит, доломит и глауконит.

Пачка 2 сходна по составу с предыдущей пачкой, характеризуется наличием редких карбонатных прослоев (до 5 см), наличием карбонатных слойки двустворок (до 1 мм), скопления мелких *Onychites* (до 1 см), единичные *Lingularia salymica*. Представлена темно-серыми слабоуглеродистыми ( $C_{\text{орг}} - 4.9\%$ ) тонкослоистыми глинистыми кремниевыми породами (глинистый материал – 33.0%, кремнезем – 53.7%). Из аутигенных минералов фиксируется тонкодисперсный микроглобулярный пирит, рассеянная вкрапленность зерен карбонатов и глауконита.

Пачка 3 сложена темно-серыми углеродистыми ( $C_{\text{орг}} - 7.3\%$ ) тонкослоистыми глинистыми кремниевыми породами (глинистый материал – 33.0%, кремнезем – 53.7%). Слабо различимы серые радиоляритовые прослойки (до 1 см). Присутствуют единичные остатки мелких *Onychites* (до 1 см). По оптико-микроскопическим исследованиям встречаются прослойки карбонатно-кремнистых прослоев радиоляритов.

Пачка 4 характеризуется наличием единичных крупных остатков (3.2 см) и скоплений мелких *Onychites* (до 1 см), единичные ростры белемнитов (в сечении до 1 см). Тонкие слойки битума (до 1 мм). Также наблюдаются белые карбонатные слойки двустворок (2–3 мм), редкие карбонатные прослойки и линзы. Присутствуют распыленные кристаллы пирита и тонкие слойки (до 1 мм). В подошве пачки – слабо различимые ихнофоссилии аммонитов. Пачка сложена углеродистыми ( $C_{\text{орг}} - 9.4\%$ ), слабокарбонатными (карбонаты – 5.8%) тонкослоистыми глинисто-кремнистыми породами (глинистый материал – 31.8%, кремнистый материал – 48.3%).

В пачке 5 увеличивается содержание органического вещества (до 17%)

$C_{\text{орг}}$  в единичных пробах, средний – 14.4%) и карбоната (до 19.7% в отдельных пробах). Пачка сложена темно-серыми сильноуглеродистыми пиритизированными кремнисто-карбонатными глинистыми темно-серыми породами, тонкослоистой текстуры. Органические остатки представлены кокколитофоридами, однокамерным планктоном (с тонкой кальцитовой стенкой и кремнисто-углеродистым ядром), при макроописании отмечается большое количество мелких *Onychites* (до 1 см). Так же наблюдаются редкие, серые до белых карбонатные слойки двустворок (1–2 мм).

Пачка 6 представлена углеродистыми ( $C_{\text{орг}}$  – 8.1%) пиритизированными кремнистыми глинистыми породами (кремнезем – 33.0%, глинистый материал – 62.1%). Скол неровный, с единичными остатками мелких *Onychites* (до 1 см) и битуминизированными рыбными остатками. Большое количество пирита в рассеянном состоянии и в виде слойков и линз (0.2×1 – 0.6×5.5 см), стяжения до 1 см. В кровле слоя присутствует прослой серого известняка со структурой «кон-ин-кон».

По результатам пиролитических исследований большая часть образцов попадает в область керогена II типа по классификации Тиссо и Вельте (1981 г.). Согласно комплексу параметров ( $T_{\text{max}}$ , водородный индекс HI, и доля пиролизуемого углерода GOC/TOC [3]) отложения находятся в зоне незрелого органического вещества – ПК<sub>3</sub> (скв. №1), в зоне раннего нефтеобразования – МК<sub>1,2</sub> (скв. № 2) и в главной зоне нефтеобразования – МК<sub>2,3</sub> (скв. № 3). Среднее содержание в породе жидких УВ нефтяного ряда ( $S_1$ ) составляет 2.5–5.4 мг УВ /г породы.

В результате исследования выявлено, что в изученных скважинах в зоне сочленения Краснотенинского свода и западного борта Фроловской мегавпадины характерны особенности, ранее установленные для баженовских отложений [4, 5].

Проведенные литолого-геохимические исследования выявили в скважинах № 2 и № 3 нефтенасыщенные интервалы, что подтверждает перспективность баженовских отложений в качестве потенциального источника добычи углеводородов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грабовская Ф.Р., Жуков В.В., Заграновская Д.Е. Строение и условия формирования баженовского горизонта Пальяновской площади Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 3.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
3. Гутман И.С., Потемкин Г.Н., Батурин А.Ю., Маслялко М.Ю., Козлова Е.В., Спасенных М.Ю., Булатов Т.Д. Изучение баженовской свиты Западной Сибири на различных уровнях по данным пиролитических исследований как основа объективной оценки углеводородного потенциала // Недропользование. 2019. № 3.

4. Немова В.Д. Многоуровневая литологическая типизация пород баженовской свиты // Геология нефти и газа. 2019. № 8.
5. Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 2.

The features of the structure and *oil*-bearing capacity of the Bazhenov deposits in the junction zone of the Krasnoleninsky arch and the western flank of the Frolov megadepression have been studied. Six packs were identified in the Bazhenov horizon, oil-saturated intervals were found in two wells.

**Левитан М.А.**

**Абсолютные массы накопления плейстоценовых осадков**

**Мирового океана**

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,  
e-mail: m-levitan@mail.ru)

**Levitan M.A.**

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

**Mass accumulation rates of the World Ocean Pleistocene  
sediments**

Ключевые слова: Мировой океан, неоплейстоцен, эоплейстоцен, плейстоцен, донные осадки, абсолютные массы накопления

На основе комплекта из 54 обзорных литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена для пелагических областей и ключевых районов подводных окраин основных океанических бассейнов составлены таблицы с данными по абсолютным массам накопления (в г/см<sup>2</sup>/тыс. лет) закартированных литологических градаций. С их помощью получены представления об изменении интенсивностей накопления донных осадков Мирового океана во всех океанических бассейнах по выбранным возрастным срезам плейстоцена.

Абсолютные массы накопления осадочного вещества (сокращенно – абсолютные массы, АМ), выраженные в единицах массы на единицу площади в единицу времени (чаще всего – в г/см<sup>2</sup>/тыс. лет), очень широко применяются в морской седиментологии и геохимии для характеристики интенсивности накопления (потоков) осадочного вещества (включая различные виды взвеси, типы донных осадков, осадкообразующие компоненты, гранулометрические фракции, минералы, химические элементы).

Обсчет составленных автором [1] 54 обзорных литолого-фациальных карт для неоплейстоценового и эоплейстоценового [2] срезов во всех основных океанических бассейнах с помощью объемного метода А.Б. Ронова [3] позволил рассчитать такие количественные параметры как площади и скорости накопления основных типов плейстоценовых океанических осадков. При делении скоростей накопления (выраженных в 10<sup>18</sup> г/млн. лет) на площади (выраженные в тыс. км<sup>2</sup>) получаем абсолютные массы (выраженные в г/см<sup>2</sup>/тыс. лет).

Таблицы АМ осадков и соответствующие рисунки будут продемонстрированы во время доклада. В тезисах отражены лишь некоторые заключения, вытекающие из анализа полученного материала.

Исследование АМ терригенных турбидитов привело к двум однозначным выводам: 1) для всех изученных возрастных срезов наблюдается увеличение абсолютных масс терригенных турбидитов в ряду:

Тихий океан – Индийский – Атлантический океан; 2) во всех основных океанических бассейнах (а также, естественно, в Мировом океане в целом) происходило возрастание потоков терригенных турбидитов в течение плейстоцена.

Повышенные значения потоков терригенных турбидитов в плейстоцене были более характерны для океанов с доминирующими пассивными окраинами, в которых характер подводного рельефа и размеры основных его форм дают возможность зарождения и развития мутьевых потоков, а затем – и аккумуляции вещества из них в пределах абиссальных равнин. В Тихом океане, напротив, развитие мутьевых потоков было, как правило, ограничено крутыми континентальными склонами и подножьями, обрезавшимися впадинами глубоководных желобов. Лишь в некоторых районах мутьевые потоки смогли вырваться за пределы подводных частей активных окраин и разгрузиться в виде турбидитов на абиссальных равнинах.

Второй вывод следует интерпретировать с точки зрения роста потоков терригенного осадочного вещества в плейстоцене, обусловленного, прежде всего, заключительной фазой неотектонических горообразовательных движений на континентальных блоках Земли. Свою роль сыграло и развитие оледенения в обоих полушариях, в частности, обусловленные им гляциоэвстатические изменения уровня Мирового океана на фоне его тренда к снижению. В свою очередь, понижение базиса эрозии с неизбежностью приводило к возрастанию флювиогенных потоков вещества в Мировой океан.

На всех возрастных срезах происходило увеличение потоков гемипелагических глин в ряду: Индийский океан – Атлантический океан – Тихий океан. В океанах с преобладающими пассивными окраинами потоки гемипелагических глин существенно меньше, чем в океане с доминирующими активными окраинами, где подавляющая часть гемипелагического глинистого вещества аккумуляровалась в природных ловушках седиментационных систем подводных частей континентальных окраин.

Так же, как и для потоков терригенных турбидитов, ярко выражено возрастание потоков гемипелагических глин от эоплейстоцена к неоплейстоцену. Совершенно очевидно, что и в этом случае действовал тот же комплекс природных причин, который был указан при рассмотрении терригенных турбидитов. Отличались только механизмы транспортировки и аккумуляции осадочного вещества.

На всех возрастных срезах происходило увеличение потоков мариногляциальных отложений в ряду: Индийский океан – Атлантический океан – Тихий океан. Представляется, что указанный феномен объясняется более масштабным и динамически активным оледенением Северного полушария по сравнению с оледенением Южного полушария. Однозначно выраженный

рост потоков марино-гляциальных отложений в течение плейстоцена во всех основных океанических бассейнах обусловлен посуровением морского климата в связи с глобальным развитием оледенения Земли.

На всех уровнях плейстоцена наблюдалась четкая закономерность: возрастание потоков фораминиферовых и кокколито-фораминиферовых отложений в ряду: Индийский океан – Тихий океан – Атлантический океан. Вторая закономерность сводится к возрастанию абсолютных масс в течение плейстоцена: самому сильному – в Индийском океане, умеренному – в Пасифике и совершенно незначительному – в Атлантике.

Интерпретация полученных данных по первой закономерности представляет собой сложную задачу, т.к. надо учитывать и данные по современным величинам первичной продукции, и отношение В/Л (площади водосборного бассейна к площади бассейна седиментации), и характер рельефа дна (отношение суммарной площади подводных возвышенностей и хребтов к суммарной площади котловин), и потоки растворения.

Несмотря на растворение карбонатов, в абсолютных массах остаточных кокколито-фораминиферовых и фораминиферовых илов и глин довольно четко сказывается поступление питательных веществ с суши, трансформируемое в первичную продукцию (и продукцию карбонатов), и преимущественное накопление планктоногенных карбонатов на возвышенностях и хребтах.

Вторая закономерность в принципе совпадает с отмеченными выше закономерностями для различных типов терригенных осадков. Вероятно, это доказывает определенную синхронность поступления как терригенного вещества, так и питательных веществ с суши в течение плейстоцена. Дополнительную роль могла сыграть интенсификация вертикальной циркуляции в неоплейстоцене в связи с ростом термических градиентов между поверхностными и придонными водами.

Для кокколитовых илов и глин совершенно очевиден один тренд: возрастание абсолютных масс на всех стратиграфических уровнях в ряду: Тихий океан – Индийский океан – Атлантический океан (как и для существенно фораминиферовых осадков).

Изменения изучаемых потоков в течение плейстоцена оказались разными: в Индийском океане эта величина возросла, а в других океанах – уменьшилась, причем особенно сильно – в Атлантике. Это свидетельствует о различных соотношениях между потоками вещества и потоками растворения в индивидуальных океанических бассейнах.

Из анализа АМ для пелагических глин следуют минимум два однозначных вывода: 1) для всех изученных возрастных срезов наблюдается увеличение абсолютных масс пелагических глин в ряду: Тихий океан – Индийский – Атлантический океан; 2) во всех основных океанических бассейнах (а также, естественно, в Мировом океане в целом) происходило уменьшение потоков пелагических глин в течение плейстоцена.

Первый вывод логично объяснить, прежде всего, возрастанием в данном ряду отношения В/L, т.е. отношения площади водосбора к площади бассейна седиментации.

Представляется, что существует единственное объяснение наблюдаемому превышению абсолютных масс пелагических глин в эоплейстоцене над неоплейстоценом для всех океанов. По результатам первых рейсов глубоководного бурения еще в 70-х гг. прошлого века было установлено, что в течение кайнозоя (в том числе и в плейстоцене) в Мировом океане происходило углубление CCD – глубины карбонатной компенсации [4]. Следовательно, исходя из представлений о том, что пелагические глины по своей сути в основном являются «нерастворимым остатком» потоков карбонатного вещества на дно, понятно, что при меньшей CCD абсолютные массы пелагических глин в эоплейстоцене будут выше и накопление этих глин в эоплейстоцене будет происходить на большей площади, чем позднее в неоплейстоцене.

Диатомовые осадки в Атлантическом океане на всех стратиграфических уровнях накапливались заметно интенсивнее, чем в других основных океанических бассейнах, причем основное значение имело накопление диатомовых илов и глин на дне пелагической области океанов, а не в апвеллингах. Вероятно, этот факт объясняется, прежде всего, заметным превосходством Атлантики в величине потока поступающих нутриентов и, соответственно, в величине первичной продукции с учетом площади. Не менее важна и эволюция вертикальной циркуляции в Южном океане, которая была наиболее активной в конце плиоцена – начале эоплейстоцена [5].

В Тихом океане преобладало накопление диатомовых осадков по типу «безледного» океана, а в двух других бассейнах – по типу «ледового» океана [6].

Если говорить о Мировом океане, то для него намечается довольно стабильный характер плейстоценовой диатомовой седиментации, т.е. оба отмеченных типа накопления диатомей как бы уравнивают друг друга с точки зрения глобального круговорота кремнезема.

Наши данные свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значимых потоков радиоляриевых осадков в Атлантике. Конкурентные (разбавляющие) потоки карбонатного вещества в экваториальной зоне этого океана настолько велики, что не позволяют накапливаться значительным массам радиоляриевых илов. На юге этого же океана аналогичную роль исполняют потоки диатомей.

Совершенно очевидно явное преобладание потоков радиолярий на всех стратиграфических уровнях плейстоцена в Индийском океане по сравнению с Тихим. Это связано с существенно более высокой первичной продукцией в Индийском океане [7].

Резкое возрастание абсолютных масс радиоляриевых осадков в

неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом обусловлено возрастанием потоков нутриентов в экваториально-тропическую зону обоих океанов как за счет увеличившейся поставки с континентов, так и за счет увеличения интенсивности вертикальной циркуляции в зоне экваториальной дивергенции.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№№ 14-05-00265, 17-05-00157) и госзадания ГЕОХИ (№ 0137-2019-0007).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левитан М.А. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: изд-во РАН, 2021. 408 с.
2. Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А и др. Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 105–108.
3. Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. Вып. 3. 1949. 136 с.
4. Hay W.W. Calcium carbonate compensation // Init. Repts. of DSDP. V. 4. Washington, (U.S. Government Print. Off.), 1970. P. 672–673.
5. Cortese G., Gersonde R., Hillenbrand C.-D., Kuhn G. (2004) Opal sedimentation shifts in the World Ocean over the last 15 Myr // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 509–527.
6. Левитан М.А. Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах // Геохимия. 2016. № 3. С. 278–286.
7. Виноградов М.Е., Шушкина Э.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. Фотосинтетическая продукция Мирового океана по спутниковым и экспедиционным данным // Океанология. 1996. Т. 36. № 4. С. 566–575.

Values of mass accumulation rates (MAR) for all main types of bottom sediments in all ocean basins are revealed for Neopleistocene, Eopleistocene and Pleistocene. On this base the author presented space-temporal trends in sedimentation evolution.

**Левитан М.А.**

**Средневзвешенный литологический состав  
плейстоценовых отложений Мирового океана**

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,  
e-mail: m-levitan@mail.ru)

**Levitan M.A.**

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

**Meanweighted lithological composition of the World Ocean  
Pleistocene sediments**

Ключевые слова: Мировой океан, неоплейстоцен, эоплейстоцен, плейстоцен, донные осадки, средневзвешенный литологический состав

На основе комплекта из 54 обзорных литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена для пелагических областей и ключевых районов подводных окраин основных океанических бассейнов составлены таблицы с данными по массам сухого осадочного вещества (в  $10^{18}$  г) закартированных литологических градаций. Их обобщение позволило получить данные по средневзвешенным величинам для всех океанов по принятым возрастным срезам.

В науках о Земле, как хорошо известно, количественные параметры изучаемых природных явлений и механизмов не менее важны, чем результаты их качественного анализа. Это заключение в полной мере относится также к седиментологии и осадочной геохимии. Основными методами исследования в данной области в ГЕОХИ РАН являются объемный метод А.Б. Ронова [1] и широко применяемый в мире [2, 3 и др.] метод абсолютных масс.

Объемный метод использовался А.Б. Роновым, В.Е. Хаиным и их сотрудниками при исследовании количественной литолого-геохимической эволюции стратисферы Земли. С этой целью для крупных стратиграфических подразделений отдельных регионов, или континентов, или океанов создавались обзорные литолого-палеогеографические карты, которые затем обсчитывались с получением таких количественных параметров седиментации как площади и объемы картируемых литологических градаций, массы сухого осадочного вещества, массы вещества в единицу времени (т.е. скорости накопления). Последовательный анализ полученных данных в историко-геологическом аспекте позволял реконструировать историю седиментации на количественном уровне. Этот метод использовался только в ГЕОХИ, однако был признан во всем мире.

Академик А.Б. Ронов неоднократно указывал, что для правильного понимания геохимических особенностей какого-либо синхронного слоя необходимы данные не по его среднему арифметическому химическому составу, а по средневзвешенному химическому составу. Последний, в свою

очередь, может быть рассчитан только на основе средневзвешенного литологического состава, который получается в результате применения объемного метода А.Б. Ронова к составленным для этого слоя литолого-палеогеографическим или литолого-фациальным картам. Для расчета средневзвешенного литологического состава требуются данные о массах сухого осадочного вещества тех вещественно-генетических типов или литологических комплексов, которые отражены на упомянутых картах.

В опубликованной автором доклада монографии [4] приведены и описаны 54 обзорные литолого-фациальные карты для нео- и эоплейстоцена [5] пелагических областей и ключевых районов подводных континентальных окраин основных океанических бассейнов. Их обсчет по объемному методу А.Б. Ронова позволил определить, в частности, массы сухого осадочного вещества (в  $10^{18}$  г) всех основных закартированных литологических градаций. Обобщение полученных данных дало возможность выйти на средневзвешенные литологические составы нео- и эоплейстоценовых отложений во всех океанах. В докладе будут представлены полученные таблицы и построенные по ним рисунки. Ниже излагаются только основные выводы.

Прежде всего, следует отметить, что в сумме рассмотрены данные по более чем 80% площади Мирового океана. В *Тихом океане* относительная роль различных осадков (структура средневзвешенного литологического состава) в течение плейстоцена изменялась. Произошло уменьшение этой роли для гемипелагических глин, пелагических глин, кокколитовых осадков, нано-фораминиферовых осадков, карбонатных турбидитов; возрастание вклада – для всех остальных отложений. Следовательно, можно констатировать увеличение роли терригенных обломочных, вулканогенных и кремнистых осадков и уменьшение – карбонатных отложений и глинистых осадков различного генезиса (и терригенных, и пелагических).

Теперь рассмотрим результаты расчетов сумм масс сухого осадочного вещества для основных компонентов донных осадков. В неоплейстоцене суммарные массы (в  $10^{18}$  г) составили для: литогенного вещества – 1853,  $\text{CaCO}_3$  – 411 и биогенного опала – 49. Для эоплейстоцена такой же ряд представлен величинами 1513, 268 и 54. Суммарно для плейстоцена получаем: 3366, 679 и 103. С точки зрения структуры средневзвешенного литологического состава по основным осадкообразующим компонентам можно говорить о стабильной структуре седиментации в плейстоцене Тихого океана с доминированием потоков литогенного материала, подчиненной ролью карбонатного и практически минимальной – кремнистого. При этом в течение плейстоцена относительный вклад терригенного и кремнистого вещества уменьшился, а карбонатного – возрос.

В *Индийском океане* относительная роль различных осадков (структура средневзвешенного литологического состава) в течение плейстоцена

изменялась. Произошло уменьшение этой роли для пелагических глин, кокколитовых осадков, карбонатно-обломочных образований, диатомовых осадков, песков и диамиктитов; возрастание вклада – для терригенных турбидитов, гемипелагических глин, нано-фораминиферовых осадков и диатомово-радиоляриевых отложений.

В неоплейстоцене суммарные массы (в  $10^{18}$  г) составили для: литогенного вещества – 1009,  $\text{CaCO}_3$  – 293 и биогенного опала – 65. Для эоплейстоцена такой же ряд представлен величинами 791, 248 и 51. Суммарно для плейстоцена получаем: 1800, 541 и 116. С точки зрения структуры средневзвешенного литологического состава по основным осадкообразующим компонентам можно говорить о стабильной структуре седиментации в плейстоцене Индийского океана с доминированием потоков литогенного материала, подчиненной ролью карбонатного и практически минимальной – кремнистого. При этом в течение плейстоцена чуть вырос относительный вклад литогенного (в данном случае – терригенного) материала и уменьшился – биогенного.

В *Атлантическом океане* относительная роль различных осадков (структура средневзвешенного литологического состава) в течение плейстоцена также изменялась. Произошло уменьшение этой роли для пелагических глин, карбонатных осадков (кроме турбидитов), диатомовых осадков; возрастание вклада – для терригенных турбидитов, гемипелагических глин, песков, вулканогенных отложений. Роль карбонатных турбидитов в плейстоцене не менялась.

В неоплейстоцене суммарные массы (в  $10^{18}$  г) составили для: литогенного вещества – 1339,  $\text{CaCO}_3$  – 361 и биогенного опала – 99. Для эоплейстоцена такой же ряд представлен величинами 985, 1077 и 116. Суммарно для плейстоцена получаем: 2324, 1438 и 215. Вероятно, во время Среднеплейстоценового перехода средневзвешенный литологический состав в Атлантике изменил свою структуру: в течение плейстоцена явно вырос вклад литогенного вещества и уменьшился вклад  $\text{CaCO}_3$ . Доля биогенного опала практически осталась без изменений.

Для *Северного Ледовитого океана* суммы сухого терригенного вещества для нео-, эо- и плейстоцена составляют, по нашим расчетам, 228, 236 и  $464 \cdot 10^{18}$  г, соответственно. Существенных масс биогенных осадков в плейстоцене, скорее всего, не было. Отсутствие сети скважин глубоководного бурения пока не позволяет построить такие же литолого-фациальные карты как для других океанов. Поэтому приведенные величины являются чисто гипотетическими.

В *Мировом океане* относительная роль различных осадков (структура средневзвешенного литологического состава) в течение плейстоцена изменялась. Произошло уменьшение этой роли для пелагических глин, карбонатных осадков (кроме карбонатно-обломочных отложений) и диатомовых осадков; возрастание вклада – для терригенных турбидитов,

песков, гемипелагических глин, вулканогенных отложений, диатомово-радиоляриевых осадков.

В неоплейстоцене суммарные массы (в  $10^{18}$  г) составили для: литогенного вещества – 4246,  $\text{CaCO}_3$  – 1065 и биогенного опала – 213. Для эоплейстоцена такой же ряд представлен величинами 3358, 1593 и 220. Суммарно для плейстоцена получаем: 7604, 2658 и 433. Вероятно, во время Среднеплейстоценового перехода средневзвешенный литологический состав в Мировом океане изменил свою структуру: в течение плейстоцена явно вырос вклад литогенного вещества и уменьшился вклад  $\text{CaCO}_3$ . Доля биогенного опала осталась почти без изменений (немного уменьшилась).

Если выразить вклад отдельных океанов в процентах, то для неоплейстоцена получится такой ряд по компонентам (литогенное вещество,  $\text{CaCO}_3$ , опал): Тихий океан – 42.0, 38.6, 23.0; Индийский океан – 22.7, 27.5, 30.5; Атлантический океан – 30.2, 33.9, 46.5; Северный Ледовитый океан – 5.1, 0, 0. Для эоплейстоцена соответствующий ряд выглядит так: Тихий океан – 42.9, 16.8, 24.4; Индийский океан – 22.4, 15.6, 23.1; Атлантический океан – 27.9, 67.6, 52.5; Северный Ледовитый океан – 6.7, 0, 0. Наконец, для плейстоцена в целом процентные вклады отдельных океанов составляют: Тихий океан – 42.4, 25.3, 23.7; Индийский океан – 22.6, 20.4, 26.7; Атлантический океан – 29.2, 54.3, 49.6; Северный Ледовитый океан – 5.9, 0, 0.

В целом в плейстоцене по вкладу литогенного вещества на первом месте находится Тихий океан, на втором – Атлантический, затем Индийский и Северный Ледовитый. По массам  $\text{CaCO}_3$  (в %) на первом месте находится Атлантический океан, на втором – Тихий, затем Индийский. По вкладу биогенного опала на первом месте находится Атлантический океан, на втором – Индийский, затем Тихий. В Северном Ледовитом океане практически нет ни карбонатов, ни биогенного кремнезема.

В неоплейстоцене процентный вклад Тихого океана в суммарную массу сухих осадков Мирового океана был равен 40.6, Индийского океана – 23.9, Атлантического – 31.5, Северного Ледовитого – 4.0. Для эоплейстоцена подобный ряд выглядит следующим образом: 34.4, 20.4, 40.8, 4.4. В плейстоцене сходная последовательность: 37.6, 22.2, 36.0, 4.2. Следовательно, в течение плейстоцена вырос вклад Тихого и Индийского океанов и уменьшился вклад Атлантического океана. Роль Арктики, скорее всего, менялась не очень заметно.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№№ 14-05-00265, 17-05-00157) и госзадания ГЕОХИ (№ 0137-2019-0007).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. Вып. 3. 1949. 136 с.

2. Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3–21.
3. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
4. Левитан М.А. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: изд-во РАН, 2021. 408 с.
5. Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А и др. Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 105–108.

Values of meanweighted lithological composition for all main ocean basins are presented for Neopleistocene, Eopleistocene and Pleistocene. On this base the author revealed trends in sedimentation evolution for main types of oceanic sediments as well as for their main components: lithogenic matter, CaCO<sub>3</sub> and biogenic opal. Evaluation of relative contribution of individual oceans for time slices is given as well.

**Левитан М.А.**

**Феномен эоплейстоцена Атлантики: миф или реальность?**

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: m-levitan@mail.ru)

**M.A. Levitan**

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

**Phenomenon of Eopleistocene in the Atlantic Ocean: myth or reality?**

Ключевые слова: неоплейстоцен, эоплейстоцен, Атлантика, абсолютные массы, литогенное вещество, CaCO<sub>3</sub>

В отличие от Тихого и Индийского океанов в эоплейстоцене Атлантики отношение абсолютных масс литогенного (преимущественно терригенного) вещества и CaCO<sub>3</sub> меньше единицы. Такое исключение из общего правила вызвано, с точки зрения автора, скорее недостатком данных по скважинам глубоководного бурения, чем реальными природными процессами. Для обоснования этой точки зрения рассмотрены литературные материалы по фэну Амазонки, шельфовой толще на траверзе Ла Платы, неотектонике Анд и по фэну Нигера.

В книге М.А. Левитана «Плейстоценовые отложения Мирового океана» [1] на основе комплекта из 54 обзорных литолого-фациальных карт для дна пелагических районов и ключевых районов подводных континентальных окраин с помощью объемного метода А.Б. Ронова [2] посчитаны количественные параметры седиментации для нео- и эоплейстоцена [3] всех океанических бассейнов. Одним из таких параметров, широко используемых в мировой морской геологии, являются абсолютные массы накопления основных осадкообразующих компонентов: литогенного вещества, CaCO<sub>3</sub> и биогенного опала. В докладе биогенный опал рассматриваться не будет.

Величины абсолютных масс литогенного вещества в неоплейстоцене для Тихого, Индийского, Атлантического, Северного Ледовитого и Мирового океана составляли 1.50, 2.06, 2.14, 2.54 и 1.68 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет, соответственно. Для CaCO<sub>3</sub> этот же ряд выглядит следующим образом: 0.33, 0.60, 0.58, 0 и 0.44 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет.

В эоплейстоцене ситуация с абсолютными массами выглядела по-другому. Абсолютные массы литогенного вещества для Тихого, Индийского, Атлантического, Северного Ледовитого и Мирового океана были равны 0.96, 1.27, 1.24, 2.54 и 1.68 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет, соответственно. Для CaCO<sub>3</sub> этот же ряд выглядит так: 0.17, 0.40, 1.36, 0 и 0.52 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет.

В целом в плейстоцене абсолютные массы литогенного вещества для Тихого, Индийского, Атлантического, Северного Ледовитого и Мирового океана составляли 1.20, 1.62, 1.64, 2.94 и 1.94 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет, соответственно.

Для CaCO<sub>3</sub> этот же ряд выглядит следующим образом: 0.24, 0.49, 1.01, 0

и  $0.48 \text{ г/см}^2/\text{тыс. лет.}$

В Тихом и Индийском океанах в течение плейстоцена произошло возрастание абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в осадках. В Атлантическом океане, напротив, в эоплейстоцене абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  были выше, чем в неоплейстоцене. При этом превышение оказалось настолько большим, что зеркально отразилось и на результатах по Мировому океану. Во всех океанах, кроме эоплейстоценовой Атлантики, абсолютные массы литогенного вещества превышают абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  в 3–5 раз. В эоплейстоцене абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  в Атлантическом океане даже несколько превзошли абсолютные массы литогенного вещества. Причина этого феномена пока остается неизвестной.

С точки зрения автора, одной из возможных причин указанного результата является недостаточно большое число скважин глубоководного бурения в районах известных депоцентров Атлантики: фэна Амазонки, шельфа Южной Америки на траверзе Ла Платы и фэна Нигера. Рассмотрим последовательно указанные объекты.

Фэн Амазонки опробован рядом скважин глубоководного бурения [4 и др.]. Их керн состоит из отложений терригенного турбидитового комплекса, прослоенных местами дебритами и образованиями подводных оползней. Общая мощность обычно составляет несколько сот метров (вплоть до 1000 м); возраст – неоплейстоцен-голоцен. Отложения эоплейстоцена не вскрыты. Фэн простирается в восток-северо-восточном направлении вплоть до средней части экваториальной Атлантики. Результаты бурения верхней части этого фэна национальной нефтяной компанией Бразилии свидетельствуют о том, что в плейстоцене самые высокие скорости седиментации турбидитового комплекса наблюдались в нижней части эоплейстоцена, в подзоне NN19с [5].

Фэн Параны-Ла Платы (второй по величине после Амазонки гидрологической системы Южной Америки) расположен на шельфе и данными по буровым скважинам в его пределах автор не располагает. Фэн отделен от второго депоцентра, находящегося в пределах континентального подножья, зоной пониженных мощностей в верхней части разреза континентального склона. Оба депоцентра относятся к осадочному бассейну Салвадо [6], вытянутому перпендикулярно простирающую континентальной окраины. Мощность осадков, накопившихся в каждом из них, вероятно, после 6.7 млн. лет [6], составляет от 5 до 7 км. Считается, что их накопление связано, прежде всего, с неотектоническим подъемом Анд [6]. Отметим, что истоки северо-западных притоков Параны (реки Парагвай и Рио-Салвадо) расположены на восточном склоне Анд, соответственно, на  $14^\circ$  и на  $24^\circ$  ю.ш.

12–10 млн. лет назад начались активные неотектонические горообразовательные движения в Субандской зоне Восточных Кордильер и это (одновременно с началом формирования Южно-Американского

муссона) постепенно привело к возрастанию скоростей эксгумации до 0.6 км/млн. лет в этой зоне и до 1.5 км/млн. лет в северных пампасах Сьерры [7]. Кстати, южнее 32° ю.ш. скорости эксгумации выросли от 0.25 км/млн. лет в миоцене до свыше 2.0 км/млн. лет в плейстоцене [7].

В нашей работе по плейстоценовым отложениям подводной окраины Анд в Тихом океане [8] было отмечено, что в южной части района исследования (южнее 15° ю.ш.) скорости накопления терригенного материала в неоплейстоцене были заметно выше, чем в эоплейстоцене, а в северной части – напротив, эоплейстоценовый поток терригенного вещества преобладал над неоплейстоценовым. Изложенные выше сведения позволяют предположить соответствие всех полученных данных. Таким образом, выносы и Амазонки, и (в значительной степени) Ла Платы, вероятно, были более обильными в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. Однако из-за отсутствия возможности для детального картирования соответствующих депоцентров по возрастным срезам, точных величин количественных параметров седиментации привести невозможно.

Фэн Нигера расположен в Гвинейском заливе. В пределах фэна Проект глубоководного бурения не осуществлялся. Мощность этого депоцентра достигает 12 км [9]. Он сформирован при движении дельты Нигера-Бенуэ, начиная с эоцена, в восточном направлении. Амплитуда продвижения достигла 250 км. Максимум продвижения характерен для среднего-позднего миоцена, достигнув в интервалах 14.4–14.0 и 12.8–11.5 млн. лет величины 16–22 км/млн. лет, а в период между 9.5 и 5.0 млн. лет – 13–17 км/млн. лет [9]. Отмеченные максимумы связывают с неотектонической активностью хинтерланда (близлежащей территории древней Африканской платформы). В плиоцене неотектоническая активность резко снизилась. Кроме того, именно на конец миоцена-плиоцен приходится формирование аридных (а затем и гипераридных) условий в этой части Африки (особенно на водосборе Нигера) [9]. Таким образом, в это время (и в плейстоцене) выпадало гораздо меньше атмосферных осадков и поступление флювиального материала резко уменьшилось.

В последние 245 тыс. лет в фэне Нигера отмечено переслаивание существенно терригенных и более карбонатных осадков [10], причем первые из них соответствуют периодам похолоданий и плювиальному климату (с большей ролью механического выветривания на водосборной площади), а вторые – более теплому и аридному климату (с относительно большей ролью химического выветривания).

Таким образом, фэн Нигера был сформирован в основном во второй половине миоцена и вряд ли играл значительную роль в плейстоценовой седиментации Атлантического океана.

Подводя итоги проведенного анализа, можно заключить, что (скорее всего) в эоплейстоцене в Атлантике отношение потоков терригенного материала к потокам планктоногенных карбонатов было выше, чем считал

ранее автор доклада [1]. В то же время резкое снижение абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в неоплейстоцене Атлантики по сравнению с эоплейстоценом объясняется огромным ростом растворения пелагических карбонатов в связи с возрастанием потоков агрессивных к ним придонных и глубинных вод, начиная с уровня 1.1 млн. лет [11].

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№№ 14-05-00265, 17-05-00157) и госзадания ГЕОХИ (№ 0137-2019-0007).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левитан М.А. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: изд-во РАН, 2021. 408 с.
2. Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. Вып. 3. 1949. 136 с.
3. Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А и др. Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 105–108.
4. Flood R.D., Piper J.J.W., Klaus A. et al. Proc. ODP, Init. Repts., 155: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995.
5. Figueredo J., Hoorn C., van der Vern P., Soares E. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: evidence from Foz do Amazon basin // *Geology*. 2009. V. 37. № 7. P. 619–622.
6. Gruetznier J., Uenzelmann-Neben G., Franke D. Evolution of the northern Argentine margin during the Cenozoic controlled by bottom current dynamics and gravitational processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. P. 3131–3149.
7. Stadler N.F., Herman F., Fellin M.G. et al. The relationships between tectonics, climate and exhumation in the Central Andes: Evidence from low-temperature thermochronology // *Earth-Science Rev.* 2020. V. 210. 103276.
8. Левитан М.А., Гельви Т.Н., Домарацкая Л.Г. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной окраины Анд // *Геохимия*. 2020. № 4. С. 392–404.
9. Bonne K. Reconstruction of the evolution of the Niger River and implications for sediment supply to the Equatorial Atlantic margin of Africa during the Cretaceous and the Cenozoic // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2014. V. 386. № 1. P. 327–349.
10. Zabel M., Schneider R.R., Wagner T. et al. Late Quaternary climate changes in Central Africa as inferred from terrigenous input to the Niger Fan // *Quatern. Res.* 2017. V. 56. Is. 2. P. 207–217.
11. Sexton P.F., Barker S. Onset of “Pacific-style” deep-sea sedimentary carbonate cycles at the mid-Pleistocene transition // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 321–322. P. 81–94.

Geological and geophysical data about fans of Amazone River, La Plata River, Niger River and neotectonics of Andes provided indirect evidence of larger input of terrigenous matter in the Atlantic Ocean in the Eopleistocene than author supposed earlier.

**Лыкова М.А.<sup>1,2</sup>, Борисов Д.Г.<sup>1</sup>, Мурдмаа И.О.<sup>1</sup>**

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

lyckova.marya2015@yandex.ru; <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва)

**Особенности четвертичной седиментации в восточной части трансформной долины Вима (Центральная Атлантика)**

**Lykova M.A.<sup>1,2</sup>, Borisov D.G.<sup>1</sup>, Murdmaa I.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Quaternary sedimentation in the eastern part of the Vema Transform Valley (Central Atlantic)**

Ключевые слова: осадконакопление, контуристы, придонные течения, ААДВ, гранулометрия, РФА

В работе представлены результаты комплексного исследования трех колонок донных осадков, полученных в восточной части трансформной долины Вима (Центральная Атлантика). Дана литологическая характеристика донных отложений, исследованы вариации физических свойств, вещественного, гранулометрического и элементного состава осадков по разрезам колонок. Сделаны выводы о ведущей роли процессов латеральной седиментации в формировании средне- и верхнечетвертичных отложений, заполняющих восточную часть долины Вима. Полученные результаты не подтвердили доминирующей роли отложений гравитационных потоков (турбидитов) в осадочном заполнении долины. Выдвинута гипотеза о том, что течение Антарктической донной воды выступало главным агентом транспортировки осадочного материала, поступающего из рек Ориноко и Амазонка (в том числе с гравитационными потоками), в трансформную долину разлома Вима.

Трансформный разлом Вима расположен в Центральной Атлантике. Он простирается вдоль 11° с.ш. на 3390 км (рисунок) [1]. Разлом имеет хорошо выраженную U-образную долину глубиной до 5400 м [2], которая ограничена крутыми стенками, падающими под углом 20–30°. Ширина долины варьирует от 10 до 20 км [3]. Южная стенка представляет собой склон крупного поперечного хребта, который возвышается на 4500 м. Хребет простирается на 310 км в субширотном направлении и имеет ширину в основании около 30 км [4]. Разлом Вима является главным путем для распространения Антарктической донной воды (ААДВ) из Западной Атлантики в ее Северо-Восточную часть (расход потока ААДВ через разлом Вима – 0.9 Св) [5]. В зону разлома поступает большое количество терригенного материала, источником которого, по литературным данным, является р. Амазонка [6]. Трансформная долина Вима отличается большой мощностью заполняющих осадков (до 1–1.5 км) [7]. Существующая

парадигма осадконакопления в зоне разлома предполагает, что в четвертичное время доминирующую роль в осадочном заполнении долины играли гравитационные потоки [8]. Роль придонных течений в данном процессе остается мало изученной [9].

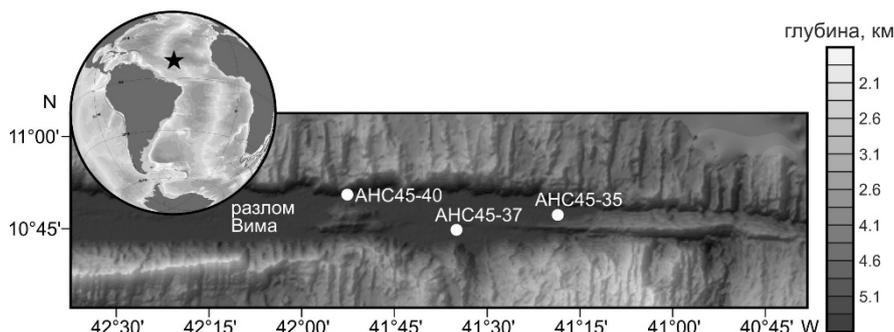


Рисунок. Восточная часть разломной зоны Вима с точками отбора колонок донных осадков, рассматриваемых в работе. Звездой отмечено положение района исследования

По информации международных источников геолого-геофизических данных большинство доступных колонок донных осадков из разломной зоны Вима были получены в 70–80-х годах прошлого столетия и не были детально исследованы. Целью настоящей работы является составление литологической характеристики четвертичных донных осадков, а также оценка роли гравитационных потоков и придонных течений в процессах осадконакопления в восточной части трансформной долины разлома.

Основой исследования послужили 3 колонки донных осадков длиной 305–382 см, отобранные в восточной части разломной зоны Вима с глубин 5181–5217 м в рейсе 45 НИС «Академик Николай Страхов» (2019) [7]. Колонки были комплексно изучены с применением различных методов.

Вещественный состав осадков изучался в смер-слайдах (мазках) под поляризационным микроскопом.

Фотографирование архивных секций, анализ элементного состава и измерение магнитной восприимчивости осадка выполнено с помощью автоматизированной системы для комплексного изучения кернов Geotek MSCL-XYZ core workstation.

Фотографирование колонок проводилось в автоматическом режиме с помощью линейной сканирующей камеры Geotek Geoscan V. Физический размер пикселя на фотографии составил 25 мкм. Результаты детального фотографирования использовались для уточнения макроскопического описания колонок и изучения текстур осадка.

Измерение магнитной восприимчивости ( $\kappa$ ) выполнялось с шагом 0.5 см

с использованием системы Bartington MS3 и точечного поверхностного датчика Bartington MS2E.

Анализ элементного состава осадка проводился с помощью высокочувствительного рентгенофлуоресцентного спектрометра Geotek XRF с Rh-анодом (с напряжением на трубке 10 и 40 кВ), кремниевым дрейфовым детектором (SSD) и гелиевой ячейкой. Размер области одного анализа составил 1.5 x 1 см и 1.5 x 0.1 см, шаг измерения – 1 см и 0.1 см для колонок АНС45-35-37 и АНС45-40 соответственно. Нормализация результатов РФА (интенсивность, cps) выполнялась на общее рассеяние (когерентное + некогерентное), чтобы исключить влияние влажности и неровности поверхности. По отношению  $\ln(\text{Ca}/\text{Al})$  определялось относительное содержание известкового биогенного материала и глинистых частиц [10]. Отношение  $\ln(\text{Zr}/\text{Rb})$  использовалось как индикатор увеличения содержания грубой фракции (песок, сilt) относительно глинистых частиц. Нормализованные значения Si использовались для оценки интенсивности терригенного сноса [10].

Гранулометрический анализ был выполнен на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SHIMADZU SALD 2300. Образцы для анализа (валовые пробы) отбирались с шагом 10-40 см из литологически контрастных слоев, а также в интервалах наиболее существенных изменений вещественного и элементного составов.

По результатам макроскопического описания в верхней части осадки представлены окисленным, желтовато-коричневым, умеренно биотурбированным известково-глинистым илом, в нижней – восстановленным, оливково-серым, слабо биотурбированным, глинистым илом. Между окисленным и восстановленным слоем выделяется сложно построенный переходный слой, сложенный плотным глинистым илом с железомарганцевыми корками [7]. Максимальная мощность окисленного слоя (67 см) отмечается в колонке с самой западной станции АНС45-40 (10°50.5 с.ш., 41°52.6 з.д.). Мощность переходного слоя в колонках уменьшается с востока на запад. В колонке АНС45-37 (10°44.8 с.ш., 41°35.0 з.д.) описано два уплотненных, обогащенных Fe и Mn прослоя (35–36.5 и 39.5–41 см), нижний из которых интерпретирован, как захороненная палеограница между окисленным и восстановленным слоем, а верхний – существующая граница. В колонке АНС45-40 ниже уплотненного слоя осадок окислен (71–83 см). Во всех колонках встречены многочисленные линзы и прослои уплотненного осадка, обогащенного сульфидами и органическим веществом [7].

По результатам гранулометрического анализа в колонках преобладает фракция мелкого-среднего сiltа (6.4 и 8.7 мкм для колонок АНС45-37 и АНС45-35 соответственно). Частицы песчаного размера представлены в основном в верхнем и переходном слоях цельными фораминиферами и их обломками. В нижнем слое преобладает мелкий сilt (5.5 и 6.1 мкм для

колонок АНС45-35 и АНС45-37 соответственно). В целом, результаты гранулометрического анализа коррелируют с отношением  $\ln(\text{Zr/Rb})$ . Сортировка по всем колонкам хорошая. В верхнем слое колонок АНС45-35 и АНС45-37 наблюдается бимодальное распределение с модами 4 и 30 мкм. В переходном слое этих же колонок резко выделяется один пик (8 и 4 мкм для колонок АНС45-35 и АНС45-37 соответственно). В нижнем слое колонок АНС45-35 и АНС45-37 одномодальное распределение с модой 5 мкм, очень слабо намечается вторая мода.

Терригенная фракция представлена в основном кварцем, полевыми шпатами и слюдами. Реже встречены минералы тяжелой фракции и вулканическое стекло. Среди биогенных остатков доминируют обломки раковин фораминифер (до 20% в окисленном слое) и кокколиты, реже встречены раковины радиолярий и колонии диатомовых. В целом, содержание биогенной составляющей убывает вниз по разрезу. В восстановленном слое колонки АНС45-37 встречен наземный растительный детрит [7]. Предположительно он был принесен из р. Амазонки, что свидетельствует об активных процессах латеральной седиментации в изучаемом районе.

Резкие изменения отношения  $\ln(\text{Ca/Al})$  совпадают с границами слоев, полученными в результате макроскопического описания и изучения сфер-слайдов. Это отношение максимально для верхнего, окисленного, и переходного слоя (до 4.4), в нижнем, восстановленном, слое оно резко снижается. Наибольшие абсолютные значения зафиксированы в колонке АНС45-40. Содержание нормализованного Si увеличивается в нижней части всех колонок, что, вероятно, коррелирует с уменьшением относительного содержания Ca, которое может быть связано с растворением карбоната кальция и разбавлением биогенного материала терригенным.

Отношение Fe/к использовалось для корреляции колонок. Оно отражает интервалы диагенетического преобразования Fe из ферромагнитной в парамагнитную форму в восстановительных условиях (магнитная восприимчивость чувствительна к степени окисления железа [10]). Сходный характер изменения этого параметра во всех трех изученных колонках указывает на то, что к его изменению привели одни и те же события в восточной части разлома Вима (предположительно замедление скоростей осадконакопления за счет увеличения скорости придонных течений). Максимальное значение этого параметра приходится на существующие границы между окисленным и восстановленным слоем. Другие пики, вероятно, соответствуют захороненным палеограницам между окисленными и восстановленными осадками.

В разрезах колонок не обнаружено четких признаков турбидитов (нормальная градационная слоистость). Соответственно не выявлено доминирование турбидитов в районе исследования. Полученные данные указывают на формирование осадков всех изученных колонок под

воздействием течения Антарктической донной воды, которая контролирует латеральное осадконакопление в трансформной долине Вима.

Авторы благодарят начальника экспедиции, Е.В. Иванову, научный состав и экипаж рейса 45 НИС «Академик Николай Страхов» (2019) за помощь в сборе материала в экспедиции, а также Е.А. Стрельцову за помощь в проведении гранулометрического анализа.

Работа выполнена в рамках выполнения Госзадания (тема № 0128-2021-0006).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.
2. Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Меренкова С.И. Осадочные отложения разломной зоны Вима, Центральная Атлантика // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 5. С. 400–407.
3. Дубинин. Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
4. Пейве А.А. О вертикальных тектонических движениях земной коры в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики // Геотектоника. 2006. № 1. С. 31–43.
5. Демидов А.Н., Иванов А.А., Гиппиус Ф.Н. и др. Перенос глубинных и донных вод через Срединно-Атлантический хребет в разломе Вима // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 76–81.
6. Perch-Nielsen K., Supko P.R., Boersma A. et al. Site 353 // Init. Rep. DSDP. V. 39. Washington: U.S. Government Printing Office. 1977. P. 27–44.
7. Отчет 45-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», 2020.
8. Bader R.G., Gerard R.D., Benson W.E. et al. Site 26 // Init. Rep. DSDP. V. 4. Washington: U.S. Government Printing Office. 1970. P. 77–91.
9. Damuth J.E. Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic // GSA Bulletin. 1977. V. 88. № 5. P. 695–710.
10. Rothwell R.G., Croudace I.W. Micro-XRF studies of sediment cores: applications of a non-destructive tool for the environmental sciences. Dordrecht: Springer, 2015. 656 p.

This work focuses on a comprehensive study of three sediment cores obtained in the eastern part of the Vema Transform Valley (Central Atlantic). The investigation of down-core variations in sediment composition, grain-size, element concentrations and physical properties point to the dominance of lateral sedimentation processes in the study area during the Middle-Late Quaternary. The obtained results did not reveal a clear evidence of the main role of gravity flows in the Quaternary sedimentation within the Vema Transform Valley. It is suggested that the sediment material from the Orinoco and Amazon Rivers was mainly transported to the Vema Fracture Zone by the Antarctic bottom water current.

**Макшаев Р.Р.<sup>1</sup>, Свиточ А.А.<sup>1</sup>, Янина Т.А.<sup>1</sup>, Ткач Н.Т.<sup>1</sup>,  
Лобачева Д.М.<sup>1</sup>, Бердникова А.А.<sup>1</sup>, Тюнин Н.А.<sup>1</sup>,  
Сычев Н.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: radikm1986@mail.ru; <sup>2</sup>Институт географии РАН, г. Москва)

**Литофациальное строение нижнехвалынских отложений  
Среднего Поволжья**

**Makshaev R.R.<sup>1</sup>, Svitoch A.A.<sup>1</sup>, Yanina T.A.<sup>1</sup>, Tkach N.T.<sup>1</sup>,  
Lobacheva D.M.<sup>1</sup>, Berdnikova A.A.<sup>1</sup>, Tyunin N.A.<sup>1</sup>,  
Sychev N.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Institute of Geography, RAS, Moscow)

**Lithofacies structure of lower khvalynian sediments of the  
Middle Volga region**

Ключевые слова: Хвалынский бассейн, поздний плейстоцен, шоколадные глины, литофациальный анализ, Каспийское море

В изученных нижнехвалынских отложениях Среднего Поволжья (разрезы Приволжье, Чагра, Малый Караман, Новопривольное, Сабуровка, Дубовка) выделено четыре основных литофации: косослоистая песчаная, слоистая алеврито-глинистая, массивная и слоистая песчано-алеврито-глинистая.

Раннехвалынский этап ознаменовался развитием одной из крупнейшей трансгрессии Каспийского моря в позднем плейстоцене – раннехвалынской [1]. Воды раннехвалынского бассейна, образуя крупный эстуарий в долине р. Волги проникали на север вплоть до Самарской Луки. На территории Среднего Поволжья нижнехвалынские отложения слагают поверхности 2 и 3 террас долины р. Волги [2]. Отложения представлены слоистыми супесчано-суглинистыми и темно-коричневыми алеврито-глинистыми осадками. Они распространены вдоль обоих бортов волжской долины и ограничены высотным уровнем 45–50 м абс [3].

По данным бурового материала и геологического изучения нижнехвалынских отложений в районе разрезов Приволжье, Чагра, Малый Караман, Новопривольное, Сабуровка, Дубовка выделено четыре основных литофации: косослоистая песчаная, слоистая алеврито-глинистая, массивная и слоистая песчано-алеврито-глинистая. Косослоистая песчаная литофация приурочена к основанию нижнехвалынских отложений со средней мощностью 30 см и состоит из желтовато-серого мелко-среднезернистого кварцевого песка с небольшими включениями ожелезненных минералов. Массивная литофация имеет исключительно глинистый состав — это монолитные неслоистые, либо скрыто-слоистые, глины темно-коричнево-шоколадные с крупной блоковой отдельностью, глубокими вертикальными

трещинами, редко с прослоями более светлых алевроитовых разностей и небольших скоплений волокнистого селенита. Этот тип литофации характерен для всех изученных объектов, мощность варьируется от 30 см и до 3 м. Слоистая алевроито-глинистая литофация характеризуется горизонтальным и линзовидным переслаиванием шоколадных глин с тонкими алевроитовыми прослоями. Толщина прослоев алевроитов составляет в среднем 0.2–0.5 см. Количество слоев алевроитов в зависимости от мощности шоколадных глин достигает 200 и более. Слоистая песчано-алевроито-глинистая литофация приурочена к верхним частям нижнехвалынских отложений, ее мощность в среднем составляет 120 см и состоит из алевроитов и шоколадных, разделенных крупными прослоями светло-серых мелкозернистых песков. Характерной особенностью данной литофации является красноватый оттенок алевроито-глинистых прослоев и плитчатая текстура, предположительно отражающая условия интенсивного промерзания верхнего горизонта нижнехвалынских отложений после регрессии раннехвалынского бассейна на изученных объектах. Также установлено, что средняя мощность шоколадных глин составляет 5.8 м, а максимальные значения приурочены к уровням ниже 20 м абс. Для изученных нижнехвалынских отложений характерно полное отсутствие фауны моллюсков. Лишь в разрезе Чагра в верхней части горизонта алевроито-глинистой фации представлены редкие *in-situ* раковины пресноводных моллюсков *Unio sp.*

Для нижнехвалынских отложений в изученных разрезах характерны горизонтальная, волнистая, массивная и косослоистая текстуры. Горизонтальная текстура, представленная переслаиванием шоколадных глин, алевроитов и песков, была отмечена на всех исследованных разрезах. Во всех разрезах отмечается наличие массивной текстуры шоколадных глин в средней части нижнехвалынских отложений. Мощность массивной текстуры варьирует от 30 см в разрезе Приволжье до 3 м в разрезе Дубовка. Для всех разрезов в основании нижнехвалынских отложений характерно чередование глинистых и алевроитовых слоев различных оттенков. Чаще всего это вариации коричневых и серых тонов, позволяющие проследить количество и толщину прослоев. Реже наблюдается чередование темно-коричневых глин с сизыми. Для средней и верхней частей нижнехвалынских отложений характерно постепенное увеличение алевроитовой и песчаной составляющей. В этих прослоях преобладает глинистый слой, его толщина в среднем составляет 3–5 см. Для песчаных и алевроитовых слоев мощность составляет в среднем 0.5–2 см. В отдельных песчаных слоях со средней мощностью 10–15 см характерны волнистая и косослоистая текстуры, которые предположительно отражают сезонную динамику водного режима рек, впадавших в раннехвалынский палеоэстуарий.

Для нижнехвалынских отложений в районе опорного разреза Малый

Караман получены первые ОСЛ даты  $22.6 \pm 1.5$  и  $12.9 \pm 0.9$  тыс. лет. Также была получена одна радиоуглеродная дата (АМС) из основания нижнехвалынских отложений разреза Сабуровка, отвечающая  $25.1 \pm 0.3$  кал.тыс.л.н. Данные результаты позволяют предположить, что накопление нижнехвалынских отложений и существование раннехвалынского палеоэстуария на территории Среднего Поволжья возможно охватывало интервал от последнего ледникового максимума и до аллереда.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00608) и в рамках госзадания лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» (№ 121051100135-0).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Свиточ А.А. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2014. 272 с.
2. Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении // Труды ГИН АН СССР. Вып. 12. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 210 с.
3. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.

Four lithofacies (crossbedded sand, laminated silt and clay, massive, laminated sand clay) were identified in the lower khvalynian sediments in the studied sections (Privolzhye, Chagra, Maliy Karaman, Novopriivolnoye, Saburovka, Dubovka) in the Middle Volga region.

**Мальшева Е.Н.**

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: rumbum@yandex.ru)

**Условия формирования пермских органогенных построек Южного Приморья**

**Malysheva E.N.**

(Far East Geological Institute of FEB of RAS, Vladivostok)

**The conditions for the formation of Permian structures in Southern Primorye**

Ключевые слова: органогенный массив, сфинктозоа, Приморье, биогерм, биостром, риф.

В работе рассматриваются органогенные массивы средне-позднепермского возраста, встречающиеся на юге Приморского края: Находкинский риф, горы Безымянная, Сестра, Брат, Голубиная и Фланговая. Была проведена сравнительная характеристика между ними на основе ископаемой фауны и выяснены условия их рифообразования. Большое внимание уделялось сфинктозоа.

Изучаемые органогенные массивы (Находкинский риф, горы Безымянная, Сестра, Брат, Голубиная и Фланговая) расположены на юге Приморского края (рис.). Они представляют собой изолированные массивы. Их возраст определен как вордский – ранне-вучапинский [1–5].

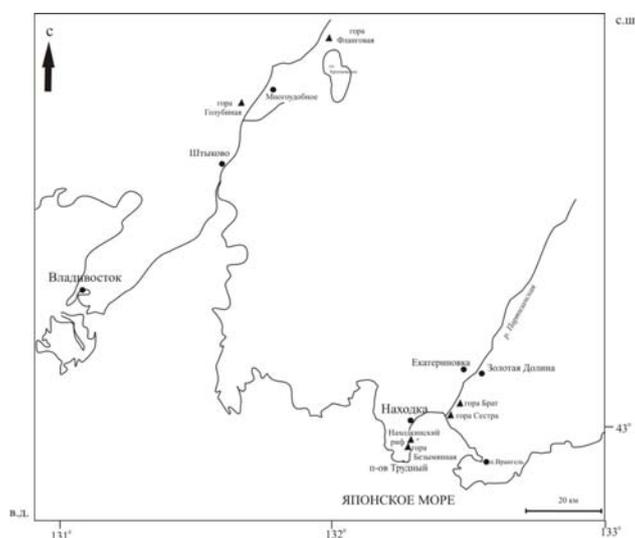


Рисунок. Схема расположения органогенных массивов в Южном Приморье по [1].

Гора Сестра является сложной органогенную постройку, завершившуюся образованием рифа. Первому этапу развития соответствуют слои с фузулинидами и мшанками [1]. Также здесь встречаются мелкие фораминиферы и в небольшом количестве брахиоподы. Фации банки встречены в средней и верхней части массива, а также в насыпи вдоль склона у береговой линии. На них развивались одиночные, не соприкасающиеся биостромы и биогермы, которые постепенно наращивались более частыми и сближенными органогенными телами. Они также встречены в средней и верхней части массива и в насыпи. Для биостромов горы Сестра характерны остатки одиночных кораллов, губок, криноидей, моллюсков. Биогермные фации – это в основном колониальные кораллы, губки, моллюски и в небольшом количестве фораминиферы. Рифовые фации также наблюдаются в средней и верхней части горы и в небольшом количестве в насыпи около моря. Они образованы теми же организмами, что и биогерм, но отличаются более крупными размерами присутствующих в них органических остатков. В небольшом количестве обнаружены фации склона и лагуны. Сфинктозоа на горе Сестра приурочены, в основном, к рифовым фациям и в небольшом количестве встречаются в биостромах и биогермах. Они представлены одиночными видами и колониями мелких и крупных размеров. Встречаются сифонатные и асифонатные формы. Среди асифонатных встречаются роды *Colospongia* (*benjamini*, *nachodkiensis*, *composita*), *Sollasia* (*arta*), *Apocoelia* (*orientalis*), *Celyphia* (*permica*), *Follicatena* (*callosa*); среди сифонатных – *Amblysiphonella* (*obliquisepta*, *vesiculosa*) [6, 7].

Исследования, проводимые на Находкинском рифе, выявили наличие фаций банки, биострома, биогерма и рифа. Сфинктозоа здесь были основными каркасостроителями наряду с водорослями и криноидеями. Фации биогермов и биостромов сложены каркасными известняками с криноидеями, водорослями и сфинктозоа. Наиболее многочисленные в количественном отношении и разнообразные по составу сообщества отмечаются в биогермных известняках и ядре рифа. Здесь разнообразие сфинктозоа представлено более чем 20 видами. Наблюдаются крупные ветвистые колонии (до 0.5 м) сифонатного и асифонатного типов (*Amblysiphonella*, *Rhabdactinia*, *Colospongia*, *Intrasporeocoelia*). Также встречаются непористые (*Sollasia*). Более редкие – чешуйчатые стелющиеся формы (*Cystothalamia*, *Celyphia*). Зарифовые фации сложены темно-серыми пелитоморфными известняками со сфинктозоа и водорослями. Сфинктозоа здесь отличаются небольшими размерами (0.5–20 мм) и тонкими скелетами. Среди них преобладают асифонатные формы (*Cystothalamia*, *Celyphia*, *Follicatena*). В нижней части массива встречаются в основном *Colospongia* и *Amblysiphonella*. Результаты исследований показывают, что Находкинский риф развивался на мелководье в зоне с активным гидродинамикой [6, 7].

На горе Безымянная были обнаружены фации биострома и биогерма, сложенные светло-серыми и серыми известняками с криноидеями, водорослями, губками и сфинктозоа. Находки последних также многочисленны, как и на Находкинском рифе, но их состав отличается от предыдущих тем, что здесь преимущественно сифонатные формы, представители отряда *Porata* и практически не встречаются непористые представители (*Sollasia*, *Celyphia*, *Follicatena*). Среди них преобладают роды *Colospongia*, *Intrasporeocoelia* и *Rhabdactinia*. Более редкие *Cystothalamia* [6, 7].

Изучение этапности и периодичности карбонатообразования горы Голубиной позволяет предположить, что данная органогенная постройка формировалась в пределах зоны слабоподвижного мелководья в непосредственной близости от берега. Генезис постройки по текстурным, структурным, экологическим характеристикам определяется как биогерм. Данная органогенная постройка прошла три стадии развития, от банки до биогерма и сохранила свою первичную целостность. В отличие от массива пермских известняков, обнажающихся в карьере района нефтебаза г. Находка. Рассматриваемая органогенная постройка прекратила свое существование, не достигнув образования рифа возможно из-за углубления морского бассейна [8]. Сфинктозоа на горе Голубиная не многочисленны. Все находки ограничиваются лишь несколькими обломками *Deningeria* sp. [8].

Гора Фланговая представляет интерес не только для геологов, но еще и пользуется огромной популярностью у туристов, так как здесь были обнаружены не только пещеры, но и следы древней цивилизации. Проведенные исследования подтверждают что данный массив был несомненно органогенным и по текстурным, структурным и палеоэкологическим характеристикам определяется как биогерм. Видовой состав фауны представлен кораллами, мшанками, губками, водорослями, сфинктозоа криноидеями. Из рифолюбов можно отметить двустворчатых и брюхоногих моллюсков, мелких фораминифер и фузулинид. Сфинктозоа представлены небольшими колониями и одиночными экземплярами. Хорошая сохранность и довольно крупные формы могут свидетельствовать о благоприятных условиях жизни. Наличие карстовых полостей на горе Фланговая может свидетельствовать о развитии рифа. Исследования фауны сфинктозоа показали, что наиболее многочисленные роды *Colospongia* встречаются практически на всех изучаемых в работе органогенных массивах, кроме горы Голубиная. Другими наиболее распространенными родами являются *Amblysiphonella* и *Intrasporeocoelia*. Их находки многочисленны, но они ограничиваются небольшим количеством видов.

Учитывая избирательность сфинктозоа к определенным условиям окружающей среды, можно сделать вывод об определенных палеоэкологических условиях, при которых формировались данные

органогенные массивы. Результаты исследований всей фауны, обнаруженной в органогенных массивах указывают на то, что изучаемые рифы имели близкие обстановки осадконакопления, приуроченные к континентальному шельфу экваториальной области, но намечается различие в глубинах. Находкинский риф, гора Безымянная и Фланговая развивались на мелководье в зоне с активной гидродинамикой. Также обилие кораллов на горе Сестра указывает на то, что гора Сестра была расположена недалеко от берега. А гора Брат, наоборот, была удалена от берега и формировалась на значительной глубине.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляева Г. В., Тащи С. М. Органогенные постройки верхней перми Приморья // Тихоокеанская геология. Владивосток: РАН, 1996. Т. 15. № 3. С. 50–57.
2. Бойко Э.В., Беляева Г.В., Журавлева И.Т. Сфинктозоа фанерозоя территории СССР. М.: Наука, 1991. 222 с.
3. Котляр Г.В., Вукс Г.П., Кропачева Г.С., Кушнар Л.В. Находкинский риф и место людянзинского горизонта Южного Приморья в ярусной шкале пермских отложений Тетической области // Проблемы перми и триаса Востока СССР. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 43–63.
4. Никитина А.П. О выделении верхнего палеозоя в Южном Сихотэ-Алине // Советская геология. Недра. 1968. № 2. С. 107–110.
5. Никитина А.П. Биостратиграфия верхнего палеозоя Приморья по фузулинидам // Вопросы бистратиграфии Советского Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С. 5–18.
6. Малышева Е.Н. Сравнительная характеристика комплексов сфинктозоа, обнаруженных в органогенных постройках Находкинского рифа и горы Брат (Южное Приморье) // Вестник ДВО РАН. 2019. № 4 (206). С. 120–128.
7. Малышева Е.Н. Сравнительная характеристика органогенных построек на юге Приморского края на основе изучения сфинктозоа // Всероссийское литологическое совещание «Геология рифов». Сыктывкар: Геопринт, 2020. С. 78–80.
8. Пунина Т.А., Малышева Е.Н. Литолого-палеоэкологическая характеристика верхнепермской органогенной постройки горы Голубиная, южное Приморье // Вестник ДВО РАН. 2021. № 2. С. 20–27.

The paper considers the organogenic massifs of the Middle-Late Permian age, which are found in the south of the Primorsky Krai: the Nakhodkinskii Reef, Bezmyannaya, Sestra, Brat, Golubinaya and Flangovaya mountains. A comparative characteristic was carried out between them on the basis of fossil fauna and the conditions of their reef formation were clarified. Much attention was paid to the sphinctozoa.

**Матуль А.Г., Чеховская М.П., Новичкова Е.А.,  
Тихонова А.В., Кравчишина М.Д.**

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

**События массового ледового разноса в Лофотенской  
котловине Норвежского моря в конце последнего  
оледенения плейстоцена**

**Matul A., Chekhovskaya M., Novichkova E., Tikhonova A.,  
Kravchishina M.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Ice-rafted debris events in the Lofoten Basin, Norwegian Sea, at  
the end of the Pleistocene last glaciation**

Ключевые слова: материал ледового разноса, палеоокеанология, плейстоцен, максимум последнего оледенения

Изучение колонки АМК-5188 из глубоководной впадины на юго-западе Лофотенской котловины выявило серию событий массового ледового разноса крупнозернистого терригенного материала с Фенно-Скандинавского ледового покрова 27–11 тыс. лет назад в максимуме и конце последнего плейстоценового оледенения.

Изучение колонки АМК-5188 из глубоководной ЮЗ части Лофотенской котловины выявило ряд событий массового ледового разноса крупнозернистого терригенного материала (ice-rafted debris event in Norwegian Sea – IRD NS) из Фенно-Скандинавского ледового покрова (ФСЛ) 27–11 тыс. лет назад (тлн), в максимуме (МПО) и конце последнего оледенения плейстоцена (рисунок).

Событие IRD NS 4 26.4–24 тыс. л.н. предвещает начало МПО. Общее накопление IRD во фракции >125 мкм было высоким, но содержание самого крупного материала > 500 мкм оставалось очень низким, менее 1 вес.%. Это событие близко по времени к максимальному распространению по площади ФСЛ и его слиянию с Британским и Ирландским ледниками 27–26 тыс. л.н. [1]. В ледниковую стадию Egga I  $\geq 26$  тлн ФСЛ достиг океана на краю шельфа Западной Норвегии, и айсберги активно поступали в море, принося большие массы IRD [2]. Предыдущие исследования [3] показали увеличение IRD и в центре Норвежско-Гренландского бассейна (НГБ) с уровня ~26 тыс. л.н. IRD NS 4 в Лофотенской котловине опережал аналогичные события как в центре НГБ, так и, например, на плато Воринг, вероятно, из-за региональных особенностей распространения и/или таяния айсбергов.

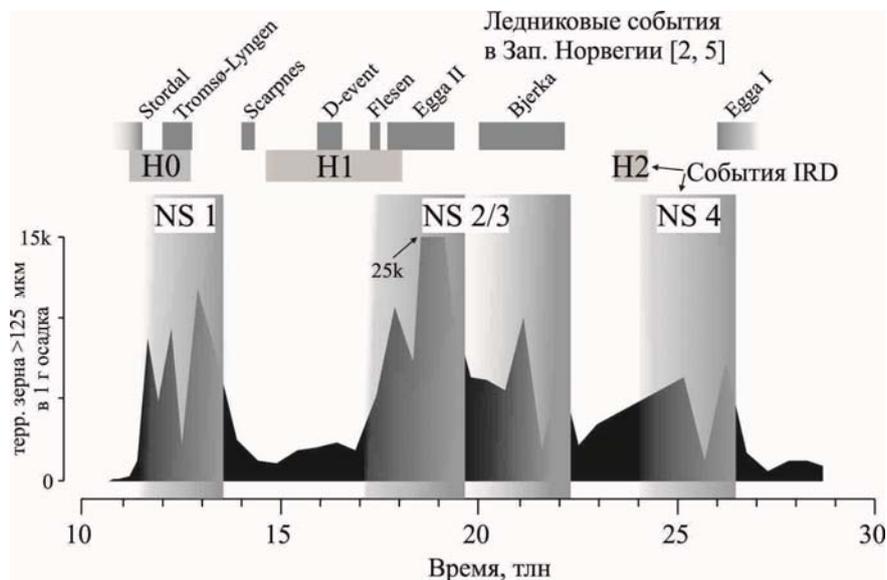


Рисунок. События ледового разноса терригенного материала в ЮЗ часть Лофотенской котловины по данным изучения колонки АМК-5188.

Событие IRD NS 2/3 22.2–17.1 тыс. л.н. с двумя пиками 22.0 и 21.1–17.4 тыс. л.н. отличается от IRD NS 4 по гораздо большему содержанию крупнозернистого материала во фракции >125 мкм. Начало и конец этого события отмечены резкими пиками концентрации наиболее крупнозернистых осадков >500 мкм до 4–6 вес.%. Видимо, эти факты можно объяснить различием по времени и пространству мест происхождения материала и изменениями по нагрузке льда осадками. В целом, событие IRD NS 2/3 соответствует МПО 23–18 тыс. л.н. [4], а пульсы накопления IRD происходили при ледниковых событиях Западной Норвегии Bjerka and Egga II [5]. Конец события IRD NS 2/3 совпадает с первыми признаками более сильной адвекции атлантической воды в Норвежское море, что зафиксировано в колонке АМК-5188 появлением относительно тепловодных видов планктонных фораминифер *G. bulloides* и *G. glutinata*. С этого времени начинается необратимая дегляциация норвежского шельфа [6].

Событие IRD NS 1 13.5–11.4 тыс. л.н. с короткими значительными пиками 13.4–12.9, 12.2 и 11.6 тыс. л.н. заняло интервал от конца межстадиала беллинг-аллеред до начала голоцена. Содержание IRD было промежуточным по сравнению с таковым в NS 4 и NS 2/3. Самый крупнозернистый материал >500 мкм исчез из осадков 11.9 тыс. л.н., а накопление терригенных частиц >125 мкм прекратилось в точке колонки

АМК-5188 11.4 тыс. л.н.. Это соответствует окончанию ледовых подвижек в Западной Норвегии Tromsø-Lyngen и Stordal и прекращению выброса айсбергов в норвежские фьорды в начале пребореала [2, 7].

Следует отметить, что события IRD NS опережали стандартные IRD события Heinrich H2-0 в открытой Северной Атлантике на время от 2.2 до 0.8 тыс. лет, что могло быть вызвано влиянием теплой атлантической воды, проникавшей в Норвежское море вдоль края ФСЛ [8].

Работа выполнена по теме Госзадания МОН для ИО РАН № 0128-2021-0006 и грантов РФФИ № 20-17-00157 и РФФИ 19-05-00787.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Newton A.M.W., Huuse M. Late Cenozoic environmental changes along the Norwegian margin // *Mar. Geol.* 2017. V. 393. P. 216–244.
2. Mangerud J., Gyllencreutz R., Lohne Ø., Svendsen, J.I. Glacial History of Norway / Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (Eds.). *Developments in Quaternary Science*. V. 15. Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 279–298.
3. Bauch H.A., Erlenkeuser H., Spielhagen R.F., et al. A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30,000 yr // *Quat. Sci. Rev.* 2001. V. 20. P. 659–678.
4. Patton H., Hubbard A., Andreassen K. et al. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex // *Quat. Sci. Rev.* 2017. V. 169. P. 148–172.
5. Vorren T.O., Plassen L. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord–Vagsfjord area, North Norway // *Boreas*. 2002. V. 31. P. 97–125.
6. Stroevev A.P., Hättstrand C., Kleman J. et al. Deglaciation of Fennoscandia // *Quat. Sci. Rev.* 2016. V. 147. P. 91–121.
7. Eldevik T., Risebrobakken B., Bjune A.E. et al. A brief history of climate – the northern seas from the Last Glacial Maximum to global warming // *Quat. Sci. Rev.* 2014. V. 106. P. 225–246.
8. Baumann K.-H., Lackschewitz K.S., Erlenkeuser H., et al. Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin // *Mar. Geol.* 1993. V. 114. P. 13–36.

Study of the sediment core AMK-5188 from the deep-sea SW Lofoten Basin revealed a series of the prominent ice-rafted debris events from the Fenno-Scandinavian Ice Sheet 27–11 ka within the interval of the Last Glacial Maximum and last deglaciation.

**Мелик-Адамян Г.У.**

(Институт геологических наук НАН РА, Ереван, e-mail: hmelik-adamyan@mail.ru)

**Достигала ли великая акчагыльская трансгрессия территории северо-восточной Турции?**

**Melik-Adamyan H.H.**

(Institute of Geological Sciences, NAS RA, Yerevan)

**Did the Great Akchagyl Transgression Reach the Territory of North-Eastern Turkey?**

Ключевые слова: великая акчагыльская трансгрессия, северо-восточная Турция, диноцисты, долина реки Аракс.

Биостратиграфическая вариабельность диноцист в отсутствие руководящих видов, моллюсков, фораминифер и остракод, а также анализ общегеологических данных опровергают ранее высказанное предположение А. Тесакова, А. Симаковой и В. Трифонова о наличии якобы морских акчагыльских отложений в высокогорной (1565–1753 м) части северо-восточной Турции.

Великая, или позднеакчагыльская, трансгрессия по своему размаху значительно превосходила раннеакчагыльскую трансгрессию. Во время максимального пика этой трансгрессии около 2.6 млн. лет назад уровень Каспийского моря поднялся до абсолютных отметок 90–100 м [1–4], а размер палеобассейна увеличился в 2.7 раза. Согласно новым уточненным данным [5], максимум не превышал 63 м от уровня океана.

До недавнего времени на всей территории современной Турции морские акчагыльские отложения были известны только на крайне западной ее части из 3 местонахождений на юго-восточном берегу пролива Дарданеллы, расположенных на гипсометрических отметках не выше 200 м и охарактеризованных двустворчатými общеакчагыльскими моллюсками *Aktschagylia (Mastra) subcaspia* и др. [4, 6]. Однако за последние несколько лет специалистами ГИН РАН якобы морские нижнеакчагыльские отложения описаны из высокогорной части северо-восточной Турции, из местонахождения Демиркенд (Demirkend) в 8 км западнее госграницы Армении и Турции, в 19 км юго-западнее города Гюмри с высотной отметкой 1565 м и Пекеджик (Pekecik) на юго-западе Хорасанской впадины северо-восточнее Эрзрума с выс.отметкой 1753 м. Наличие нижнего морского акчагыла доказывается исключительно находением цист планктонных палиноморф, микроскопических пиррофитовых водорослей динофлагеллят, или диноцист, обнаруженных А.Н. Симаковой и определенных при консультации Г.Н. Александровой. При этом в слоях с диноцистами другие виды морских и солонотоводных (12–19%) планктонных и бентосных организмов: нанопланктон, диатомитовые водоросли, а также малакофауна, фораминиферы и остракоды не

обнаружены [7–10]. Отсутствие руководящей акчагыльской фауны в диоцистовых слоях этих местонахождений биостратиграфическая вариабельность списочного состава самих диоцист, а также ряд противоречивых и неточных сведений, приводимых данными авторами, вызывают серьезные сомнения о возможном присутствии морских акчагыльских отложений в этой части высокогорной Турции.

1. Из шести видов диоцист, приводимых из нижней части разреза Демиркенд (палеонтологические зоны I–III на глубине 51.5–65 м) [7–10], – *Spiniferites ramosus*, cf. *Impagidinium inaequalis*, *Caspidium rugosum type I*, *Ataxiodinium cf. confusum* и *Spiniferites pannonicus* – из акчагыльских отложений не известен ни один. Последний вид появляется в месте Джейранкечмез в Гобустанском районе недалеко от Баку начиная с раннего апшерона, на рубеже 1.8 Ма, хотя он известен также из верхнего миоцена Паннонского бассейна [11], что не исключает переотложенность данной формы.

2. Из списочного состава ископаемых диоцист местонахождения Пекеджик [7–10] только *Algidasphaeridium cf. capillatum* из слоев 2–4 разреза Пекеджик-1 спорадически встречаются в акчагыльских отложениях Гобустана. Однако этот вид также не может указывать именно на акчагыльские отложения в виду того, что он известен с позднего миоцена и также может быть переотложенным, более того, продолжает существовать в апшероне [11].

3. Вопреки мнению А.С. Тесакова и В.Г. Трифонова [7], великая акчагыльская трансгрессия не могла проникнуть в Хорасанскую впадину, у с. Пекеджик по долине реки Аракс, потому что крайне юго-западная точка достоверной фиксации прохореза великой акчагыльской трансгрессии констатируется по наличию солонотоводных остракод *Leptocythere gibkini* и др. и фораминиферы *Cassidulina prima* в 3.5 км восточнее города Варанда (Физули) Гадрутского района Республики Арцах (Нагорно-Карабахская Республика), на абсолютной высоте 300 м, юго-западнее которого на более высоких гипсометрических отметках, в пределах нижеараксинской наложенной мульды, акчагыл представлен исключительно континентальными фациями [3, 12, 13]. Ранее автором данной статьи, в отличие мнения Ю.В. Саядяна [14], на основании детального анализа имеющихся макро- и микропалеонтологических материалов буровых скважин, естественных разрезов и общегеологических тектонических данных убедительно доказано, что, вследствие относительной приподнятости рельефа (как минимум 200–300 м уже в меотисе) республики в пост-сарматское время, меотические, понтические и, тем более, акчагыльские и апшеронские солонотоводные образования на территории Армении, в т.ч. в бассейне р. Аракс, полностью отсутствуют [12, 13, 15]. Это созвучно ранее высказанному предположению академика А.А. Габриеляна [16]. Исходя из вышесказанного, представляется крайне

маловероятным отсутствие фаунистических следов морского акчагыла на более чем 800-километровом отрезке долины р. Аракс от Варандинского разреза до высоко расположенной Хорасанской впадины, особенно с учетом детальных и многолетних макро- и микрофаунистических (остракоды) исследований, в т.ч. по керновому материалу многочисленных буровых скважин в долине реки Аракс в Армении и Нахиджеванском прогибе [12, 13, 15, 16].

4. В последней статье А.Н. Симаковой, А.С. Тесакова и др. [10] наблюдается явное несоответствие в описательной части палеонтологических зон местонахождения Демиркенд с графическим изображением литолого-стратиграфической схемы [10, Fig. 3] данного разреза. В первом случае глубина образца 13 с пресноводными диатомеями с соляной толерантностью не более 3–4 ‰, находится на расстоянии 47 м от бровки разреза в верхней части палеонтологической зоны III, то есть заведомо стратиграфически выше диноцистовых слоев, а в схеме образец 13 с диатомеями фигурирует на глубине 57 м от бровки разреза, в самой верхней части зоны I совместно с якобы акчагыльскими солонотоводными диноцистами.

5. В англоязычных статьях В.Г. Трифонова и др. [9] и А.Н. Симаковой и др. [10] приводится ложная ссылка на совместную статью Н.Г. Заикиной и Ю.В. Саядяна 1969 г. [17] о нахождении якобы акчагыльских моллюсков в интервале глубин 115–198 м (абсолютная нижняя отметка 1317 м) скважины 12 в 10 км СВ города Гюмри Ширакской впадины северной Армении. На самом деле скважина 12 была пробурена в конце 1970 – в начале 1980 гг. В вышеупомянутой статье Н.Г. Заикиной речь идет исключительно о споропыльце и пресноводных диатомеях из скважины 6, а не 12, и какие-либо моллюски, тем более акчагыльские, не указываются.

Упоминание о данных моллюсках приводится только в монографии Ю.В. Саядяна [14]. Однако, автором доказано [13], что здесь речь идет о досадной ошибке определения общеакчагыльского *Akschagyliia (Mactra) subcaspia* и верхнеапшеронского *Monodacna sjorgenn* в одном стратиграфическом интервале со стороны известного специалиста по эоцен-олигоценным моллюскам П.М. Асланяна, по всей видимости, не имеющем опыта определения акчагыльско-апшеронских моллюсков. Они не были описаны монографически, неизвестно, где хранятся, и не могут быть рецензированы. Важно отметить, что *Monodacna sjorgenn*, по данным А.А. Ализаде (1969) и Г.А. Данакуловой (1996), в акчагыльских отложениях вообще не известна и впервые появляется, начиная с верхнего апшерона [13]. Сам Ю.В. Саядян в своей монографии [14: 288 с.], по этому поводу отмечает: «В Ширакской впадине, так же как и в Севанской, имеются акчагыльские морские мигранты. Они обладали большой миграционной способностью и могли проникнуть из Каспия путем гидрографической сети (т.е. вверх по течению рек – прим. Г.У.Мелик-Адамяна) [18]. Думать о том,

что акчагыльское море доходило до Армении не приходится, ибо здесь морские акчагыльские отложения отсутствуют. Акчагыльский морской бассейн находился на 100 м выше современного, а территория Армении в то время окончательно перешла в континентальную стадию развития и находилась на абсолютных высотах более 1000 м.” Важно отметить, что здесь налицо явная фальсификация и подтасовка фактов со стороны Ю.В. Саядяна, поскольку в цитируемой статье Н.Н. Акрамовского 1956 г. [18] ни слова об акчагыльских моллюсках нет и не могло быть по той простой причине, что структурно-параметрические скважины в Ширакской и Севанской котловинах были пробурены в 1970–1980 гг.

Резюмируя вышеприведенные аргументы, можно уверенно утверждать, что великая акчагыльская трансгрессия не достигала ни территории СВ Турции, ни Армении или обширного Армянского нагорья в целом. Данное утверждение полностью согласуется с классическими представлениями крупных специалистов по акчагылу А.А. Свиточа [4], Н.П. Парамоновой [6], А.А. Габриеляна [16], А.В. Мамедова [3] и др.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Попов С.В., Головина Л.А., Родионова Э.П., Гончарова И.А. и др. Стратотипы и опорные разрезы неогеновых регионов юга России и проблемы их границ // Неоген и квартер России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018, С. 47–54.
2. Чепальга А.Л., Садчикова Т.А., Адаева Д.О., Идрисов И.А. Понто-Каспий на рубеже неогена и четвертичного периодов // Изв. Дагестанского госпедуниверситета. Сер. Естеств. и точные науки. 2018. № 3. С. 81–88.
3. Мамедов А.В., Ширинов Н.Ш. Палеогеография Акчагыльского века территории Азербайджанской ССР и снежных районов Грузии и Армении // Континентальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: 1986. С. 77–89.
4. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: МГУ, 2014. 272 с.
5. Есин Н.В., Есин Н.И., Подымова И.С., Лифанчук А.В., Мельникова И.В. Механизмы образования каспийских трансгрессивных морей в плейстоцене // Экология гидросферы. 2019. № 1. С. 13–23.
6. Парамонова Н.П. История сарматских и акчагыльских двустворчатых моллюсков // Труды ПИН РАН. Т. 260. М.: Наука, 1994. 212 с.
7. Тесаков А.С., Трифионов В.Г., Симакова А.Н., Соколов С.А. и др. Геодинамические и биоценотические условия ранне-среднего плейстоцена в контексте заселения древним человеком Крымско-Кавказско-Аравийского региона // Раннепалеолитические памятники и природная среда Кавказа и сопредельных территорий в ранне-среднем плейстоцене. СПб: Петербургское востоковедение, 2020. С. 7–24.
8. Трифионов В.Г., Симакова А.Н., Соколов С.А., Тесаков А.С. и др.

Интенсивное четвертичное поднятие горных стран и его причины // *Мат. V тектонофизической конф. "Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле"*. М.: ИФЗ РАН, 2020. С. 303–306.

9. Trifonov V.G., Simakova A.N., Gelik H., Tesakov A.S. et al. The upper Pliocene-Quaternary geological history of the Shirak basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of Lesser Caucasus // *Quaternary International*. 2020. V. 546. P. 229–244.

10. Simakova A.N., Tesakov A.S., Frolov P.D., Shalaeva E.A. et al. Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the akchagyllan brackish-water basin during the terminal late Pliocene // *Quaternary International*. 2021. P. 1–10.

11. Richards K., van Baak Ch.G.C., Athersuch J. et al. Palynology and micropalaeontology of the Pliocene-Pleistocene transition in outcrop from Western Caspian sea, Azerbaijan: Potential links with the Mediterranean, Black Sea and the Arctic Ocean // *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*. 2018. V. 511. P. 119–143.

12. Мелик-Адамян Г.У. Хроностратиграфия некоторых миоплиоценовых осадочных образований Нагорно-Карабахской республики в свете современных представлений // *Сб. материалов «Современные вопросы геофизики и инженерной сейсмологии, посвященной 100-летию академика А.Г. Назарова»*. Гюмри: Гитутюн, 2008. С. 354–359.

13. Мелик-Адамян Г.У. Достигала ли акчагыльская трансгрессия территории Армении // *Материалы XXII международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. 1. М.: ИО РАН, 2017. С. 154–158.

14. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн, 2009. 357 с.

15. Мелик-Адамян Г.У. К вопросу о наличии морского меотиса в Армении в контексте неотектонических вертикальных подвижек // *Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии*. Т. 2. Мат. 50 (L) Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 7–10.

16. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Т. 1. М.: Недра, 1986. 419 с.

17. Заикина Н.Г., Саядян Ю.В., Соколова Н.С. К истории растительности Ширакской равнины // *Биологический журнал АН Арм. ССР*. 1969. Т. 22. № 4. С. 67–74.

18. Акрамовский М.Н. Ископаемые пресноводные моллюски одного песчаного карьера в окрестностях Лениакана // *Изв. АН Арм.ССР, сер. биол. и сельхоз. наук*. 1956. Т. 9. № 1. С. 81–90.

Biostratigraphic variability of dinocysts in the absence of guiding species, mollusks, foraminifera and ostracods, as well as analysis of general geological data, refutes the previously mentioned assumption of A. Tesakov, A. Simakova and V. Trifonov about the presence of supposedly marine Akchagyl (Piacenzian and Gelasian) deposits in the high mountainous (1565–1753 m) parts of northeastern Turkey and the Armenian Highlands in general.

**Овсепян Е.А.<sup>1</sup>, Тетар М.<sup>2</sup>, Иванова Е.В.<sup>1</sup>, Макс Л.<sup>3, 4</sup>,  
Тидеманн Р.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: eovsepyan@ocean.ru; <sup>2</sup>Aix Marseille University, CNRS, IRD, Coll. France, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France; <sup>3</sup>MARUM – Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Bremen, Germany; <sup>4</sup>Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

**Зона кислородного минимума в западной части Берингова моря в послеледниковье: эволюция и возможные причины изменчивости**

**Ovsepyan E.A.<sup>1</sup>, Tetard M.<sup>2</sup>, Ivanova E.V.<sup>1</sup>, Max L.<sup>3,4</sup>,  
Tiedemann R.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Aix Marseille University, CNRS, IRD, Coll. France, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France; <sup>3</sup>MARUM - Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Bremen, Germany; <sup>4</sup>Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

**Oxygen minimum zone in the western Bering Sea during postglacial times: evolution and possible triggers of the variability**

Ключевые слова: количественные реконструкции, бентосные фораминиферы, переходные функции, биопродуктивность поверхностных вод, вентиляция, Южный океан, удаленная передача климатических сигналов

Восстановленные с помощью нового метода концентрации кислорода позволили проследить послеледниковую историю развития зоны кислородного минимума в западной части Берингова моря. В сопоставлении с опубликованными данными удалось получить свидетельства удаленной передачи климатических сигналов из Северной Атлантики и Южного океана.

Одним из последствий фиксируемого в течение последних нескольких десятилетий глобального увеличения приповерхностной температуры атмосферы является существенное сокращение поступления кислорода в океан, что, в свою очередь, способствует расширению зон кислородного минимума (ЗКМ). Согласно принятым критериям [1], ЗКМ называются части водной толщи с концентрациями кислорода <0.5 мл/л, занимающие глубины от 200 до 1000 м. Экспансия обедненных кислородом водных масс оказывает существенное воздействие на местные экосистемы и влияет на региональные стратегии рыболовства. Однако для прогнозирования будущего развития ЗКМ необходимо понимать, как менялись области дефицита кислорода в прошлом и какие причины могли вызывать эти изменения.

Переходные функции, использованные в данной работе для расчетов содержания кислорода вблизи дна по комплексам бентосных фораминифер, были разработаны в результате сопоставления состава ассоциаций в 45 поверхностных пробах, отобранных в диапазоне концентраций кислорода 0.03–2.88 мл/л в различных районах Мирового океана, с современными содержаниями кислорода на границе вода–осадок [2]. Метод позволяет рассчитывать палеоконцентрации кислорода с ошибкой 23%.

На основании этого метода реконструированы изменения ЗКМ в областях распространения промежуточных (953 м) и глубинных (2163 м) водных масс в западной части Берингова моря в течение последних 22 тыс. лет. Содержание кислорода в промежуточных водах характеризовалось концентрациями ~2 мл/л в интервале максимума последнего оледенения (МПО) – первого события Хайриха (Х1), около 0.15 мл/л в течение беллинга/аллереда (Б/А) и раннего голоцена (РГ) с коротким эпизодом повышения концентраций до 0.2 мл/л в позднем дриасе (ПД) [3]. Глубинные воды содержали 0.9–2.5 мл/л [O<sub>2</sub>] в течение МПО-Х1, 0.08 мл/л в самом начале Б/А, 0.3–0.85 мл/л в интервале середины Б/А-ПД и 1–1.7 мл/л в среднем-позднем голоцене. Таким образом, в западной части Берингова моря ЗКМ отсутствовала в интервале МПО-Х1, появилась в Б/А и продолжила существовать до настоящего времени на изучаемых глубинах. Однако, исходя из количественных реконструкций, интенсивность ЗКМ менялась несинхронно на глубинах 963 и 2163 м в течение рассматриваемого интервала времени, что, вероятно, было связано с разными механизмами, контролировавшими изменения содержания кислорода в промежуточных и глубинных водах.

Хорошая согласованность изменений реконструированных концентраций кислорода с опубликованными ранее результатами показало, что как биопродуктивность поверхностных вод, так и вентиляция придонных вод, обуславливали вариации интенсивности ЗКМ на промежуточных глубинах (современная глубина 963 м) в послеледниковье. В глубинных водах (современная глубина 2163 м) содержание кислорода в ЗКМ вероятно контролировалось преимущественно вентиляцией придонных вод, поскольку содержание кислорода в точке отбора колонки варьировало в фазе с изотопно-углеродным составом раковин фораминифер (индикатором вентиляции) по той же колонке независимо от изменений индикатора биопродуктивности поверхностных вод.

Сопоставление кривых содержания кислорода с изменениями изотопно-кислородного состава в гренландском ледовом керне показало хорошую согласованность между временными сериями, что дает возможность предположить удаленную взаимосвязь развития ЗКМ в Беринговом море с климатом в Северной Атлантике. По-видимому, механизм передачи сигнала был следующим: потепление в северном полушарии (как в Северной Атлантике, так и северной части Тихого океана) приводило к увеличению

первичной продукции в западной части Берингова моря и уменьшению ледового покрова, развитие которого способствует формированию промежуточных вод в зимний период. Кроме того, предполагается ослабление глубинной стратификации и подъем насыщенных биогенными элементами глубинных вод в зону термоклина в теплые интервалы дегляциации [3].

Кривая изменений содержания кислорода в глубинных водах слабо согласуется с кривой гренландского ледового керна, однако хорошо коррелирует с вариациями изотопно-кислородного состава антарктического ледового керна и изменениями вентиляционных возрастов (индикатора интенсивности апвеллинга) в Южном океане [3]. Вероятно, что содержание кислорода в глубинной части ЗКМ контролировалось интенсивностью поставки глубинных вод в Тихий океан. Предполагается, что усиленная поставка обедненных кислородом глубинных вод происходила в течение теплых интервалов в Антарктике и усиления апвеллинга в Южном океане. Эти выводы не противоречат опубликованным ранее исследованиям, согласно которым, скорость циркуляции Антарктических придонных вод в Тихом океане оставляла 20–25 Св в интервале дегляциации по сравнению с 8 Св в МПО и 14 Св в настоящее время [4]. Тем не менее, нельзя исключать влияние биопродуктивности поверхностных вод, которая не являлась ключевым драйвером изменений концентраций  $[O_2]$ , но, вероятно, вносила вклад в формирование зоны дефицита кислорода на современной глубине 2163 м в Б/А и РГ.

Таким образом, развитие ЗКМ происходило несинхронно на разных глубинах в Беринговом море, что, скорее всего, связано с разными механизмами, контролировавшими содержание кислорода в районе исследования.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИО РАН (0128-2021-0006).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gilly W.F., Beman J.M., Litvin S.Y., Robison B.H. Oceanographic and Biological Effects of Shoaling of the Oxygen Minimum Zone // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2013. V. 5. P. 393–420.
2. Tetard M., Licari L., Ovsepyan E., Tachikawa K., Beaufort L. Toward a global calibration for quantifying past oxygenation in oxygen minimum zones using benthic Foraminifera // *Biogeosciences*. 2021. V. 18 (9). P. 2827–2841.
3. Ovsepyan E., Ivanova E., Tetard M., Max L., Tiedemann R. Intermediate- and deep-water oxygenation history in the subarctic North Pacific during the last deglacial period // *Frontiers in Earth Science*. 2021. V. 9. 638069.
4. Du J., Haley B.A., Mix A.C., Walczak M.H., Praetorius S.K. Flushing of the Deep Pacific Ocean and the Deglacial Rise of Atmospheric  $CO_2$  Concentrations // *Nat. Geosci.* 2018. V. 11. P. 749–755.

Based on the newly published transfer functions, deglacial dissolved oxygen concentrations were semiquantitatively estimated for intermediate and deep waters in the western Bering Sea. A comparison of the obtained data with previously published results allowed us to suggest the main drivers of oxygenation changes at different depths and to discuss remote atmospheric/oceanic teleconnection mechanisms between the study area and the North Atlantic/Southern Ocean.

**Овсепян Я.С.<sup>1</sup>, Михайлов Д.А.<sup>2</sup>, Талденкова Е.Е.<sup>3</sup>,  
Аверкина Н.О.<sup>3</sup>, Корсун С.А.<sup>2,4</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, e-mail: yaovsepyan@yandex.ru; <sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург; <sup>3</sup>Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва; <sup>4</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Распределение сообществ фораминифер в поверхностных осадках моря Лаптевых по данным экспедиций 2012 и 2017 гг.**

**Ovsepyan Ya.S.<sup>1</sup>, Mikhailov D.A.<sup>2</sup>, Taldenkova E.E.<sup>3</sup>,  
Averkina N.O.<sup>3</sup>, Korsun S.A.<sup>2,4</sup>**

(<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>2</sup>Saint-Petersburg State University, St.Petersburg; <sup>3</sup>Geographical Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>4</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Foraminiferal assemblages distribution in the Laptev Sea bottom sediments according to data from expeditions 2012 and 2017**

Ключевые слова: фораминиферы, Арктика, экология, шельф, континентальный склон

Проанализированы комплексы бентосных и планктонных фораминифер из образцов, полученных в ходе экспедиций НИС «Полярштерн» 2012 г. и НИС «Академик Мстислав Келдыш» 2017 г. в море Лаптевых. Картина распределения фораминифер находится в зависимости увеличения глубины и снижения речного влияния. Большое количество покрашенных раковин «живых» фораминифер свидетельствует об интенсивности процессов их разрушения после смерти организмов в поверхностных осадках.

В последнее время море Лаптевых представляет большой интерес для российских и международных научных исследований. Изучение геологического строения морского дна включает в себя отбор колонок морских осадков и проб поверхностного грунта. Анализ микрофауны, среди которой преобладают бентосные фораминиферы, позволяет оценивать параметры окружающей среды и реконструировать палеоусловия для плейстоцена и голоцена. Изучение распределения современных фораминифер в поверхностном слое осадков позволяет уточнить экологические предпочтения отдельных видов, что улучшает точность применения палеоэкологического метода при анализе колонок. Кроме того, это вносит вклад в изучение биоразнообразия мейобентоса морей российской Арктики.

Массив данных по распределению комплексов фораминифер в осадках моря Лаптевых [1] пополнился новыми образцами за счет двух экспедиций.

В 2012 г. в ходе экспедиции ARK-XXVII/3 на НИС «Полярштерн» мультикорером были отобраны образцы с внешнего шельфа и континентального склона (пять станций из западной части моря Лаптевых и три из восточной) в интервале глубин от 60 до 2596 м.

В 2017 г. в 69-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» был получен материал с двенадцати станций из западной и центральной частей моря Лаптевых в интервале глубин от 14 до 858 м. Пробы отобраны по другой технологии, с помощью боксорера, зафиксированы спиртом 96%, и прокрашены бенгальским розовым по методике FOBIMO [2]. Осадок промывался через сито размером 63 мкм, при подсчете ярко прокрашенные раковины с розовым устьем принимались за «живые» на момент отбора.

Картина распределения бентосных фораминифер в Хатангском заливе и в центральной части моря напротив дельты Лены находится в зависимости от снижения речного влияния и соответствует распределению видов в наиболее изученном Карском море [3]. Толерантными к опреснению и влиянию речного стока являются виды семейства Elphidiidae, представленного раковинами *Elphidium bartletti*, *E. clavatum*, *E. incertum*, а также *Haynesina orbiculare*. Среди агглютинированных раковин на внутреннем шельфе самыми многочисленными видами являются *Ammotium cassis*, *Eggerella advena*, *Reophax curtus*, *Textullaria torquata*, *Lagenammina atlantica*.

На удалении от влияния рек, на глубинах от 40 до 60 м встречен разнообразный комплекс, где наряду с видами внутреннего шельфа до 50% представлены более морские виды *Nonion labradoricum*, *Cassidulina reniforme*, *Quinqueloculina seminulum*, *Pyrgo williamsoni*, *Stainforthia loeblichii*.

На глубоководных станциях с внешнего шельфа и континентального склона сообщество фораминифер состоит из видов, не переносящих опреснение, среди которых *Astrononion gallowayi*, *Cibicides lobatulus*, *Cassidulina neoteretis*, *Islandiella norcrossi*, *Melonis barleeanus*, а также агглютинирующие *Recurvoides turbinata*, *Reophax pilulifer*, *Trochammina nana*.

Особую ценность представляют пробы с глубин более 500 м, так как настолько глубоководные станции анализировались авторами впервые. В поверхностных образцах с континентального склона (520–858 м) обнаружено большое количество раковин вида *C. neoteretis*, который используется в палеогеографических реконструкциях, как индикатор атлантического влияния [4, 5]. Это подтверждает приуроченность данного вида к более глубоководному водному горизонту, ниже ядра трансформированных атлантических вод, которые располагаются в интервале 150–300 м вдоль континентального склона. Ранее данный вид не встречался в исследованных нами поверхностных образцах из моря Лаптевых, а был найден только в осадках колонок PS51/154 и PS2458

древнее 2 кал. тыс. лет назад [6].

В глубоководных областях видовое разнообразие бентосных секретионно-известковых фораминифер очень низкое, в основном, присутствуют виды внешнего шельфа и континентального склона: *Islandiella norcrossi*, *Cibicides lobatulus*, *Quinqueloculina* spp., *Epistominella exigua*, *Melonis barleeanus*; среди планктонных фораминифер до 95% раковин представлены видами *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (90%), *N. pachyderma* dex. (2%), *Turborotalita quinqueloba* (3%). На самых глубоководных станциях (1976 м и 2596 м) преобладают виды, не встреченные ранее на внешнем шельфе моря Лаптевых - *Reophax pilulifer* и *Cribrostomoides subglobosus* среди агглютинирующих, и *Cibicidoides wuellerstorfi* среди секретионно-известковых бентосных фораминифер. Кроме этого, в поверхностной пробе с глубины 2596 м была найдена крупная раковина вида *E. bartletti*, обитающего в условиях мелководного шельфа, подверженного влиянию речного стока, что является свидетельством ледового переноса [1]. Раковины вмораживаются в лед в мелководных областях при осеннем ледообразовании и в дальнейшем, в ходе Трансполярного дрейфа, выносятся в центральную часть Северного Ледовитого океана.

На всех станциях, где проводилось окрашивание, отмечено высокое содержание «живых» фораминифер, от 60 до 95%, что может свидетельствовать об интенсивности процесса растворения карбоната раковин после смерти организмов в поверхностных осадках шельфа моря Лаптевых. Самый массовый вид со станций из мелководных районов *T. torquata* представлен, в основном, окрашенными экземплярами, что говорит о плохой сохранности и разрушении его агглютинированной раковины в процессе седиментогенеза.

Исследования выполнены при поддержке проекта РФФИ 19-05-00128 А.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Овсепян Я.С. Позднечетвертичные фораминиферы моря Лаптевых и реконструкции изменения среды на основе палеоэкологического анализа. Дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. М.: 2016. 240 с.
2. Schönfeld J., Alve E., Geslin E., Jorissen F., Korsun S., Spezzaferri S. The FOBIMO (FORaminiferal BIO-MONitoring) initiative—Towards a standardized protocol for soft-bottom benthic foraminiferal monitoring studies // Marine Micropaleontology. 2012. V. 94–95. P. 1–13.
3. Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment // Journal of Foraminiferal Research. 2002. V. 32 (3). P. 252–273.
4. Lubinski D.J., Polyak L.A., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 <sup>14</sup>C ka:

foraminifera and stable isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2021. V. 20. P. 1851–1879.

5. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Ovsepyan Ya., Pogodina I., Klyuvitkina T., Nikolaev S. Benthic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // *Marine Micropaleontology*. 2012. V. 96–97. P. 13–28.

6. Овсепян Я.С., Аверкина Н.О., Талденкова Е.Е., Шпильхаген Р.Ф., Баух Х.А., Тихонова А.В. Бентосные фораминиферы как индикаторы проникновения атлантических вод в арктический бассейн в конце позднего плейстоцена – голоцене // *Вестник Московского ун-та. Сер. 5: География*. 2019. № 6. С. 41–50.

The assemblages of benthic and planktic foraminifera from the samples obtained during the expeditions of the R/V “Polyarshtern” in 2012 and the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” in 2017 from the Laptev Sea have been analyzed. The distribution pattern of foraminifera depends on the water depth increase and river runoff influence. A large number of Rose Bengal stained tests of "living" foraminifera evidence for the intensity of the processes of their disintegration in surface sediments after the death of organisms.

**Овсепян Я.С.<sup>1</sup>, Талденкова Е.Е.<sup>2</sup>, Гречихина Н.О.<sup>1,2</sup>,  
Крылов А.А.<sup>3,4</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, e-mail: yaovsepyan@yandex.ru; <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва; <sup>3</sup>ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург; <sup>4</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)

**Изменения параметров окружающей среды Баренцева моря в позднем плейстоцене и голоцене на примере новой колонки морских осадков из желоба Франц-Виктория**

**Ovsepyan Ya.S.<sup>1</sup>, Taldenkova E.<sup>2</sup>, Grechikhina N.<sup>1,2</sup>,  
Krylov A.<sup>3,4</sup>**

(<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; <sup>3</sup>VNIIOkeangeologia, St.Petersburg, Russia; <sup>4</sup>Saint-Petersburg State University, St.Petersburg, Russia)

**Paleoenvironmental changes in the Barents Sea during the late Pleistocene and the Holocene based on new sediment core from Franz Victoria Trough**

Ключевые слова: палеогеография, Арктика, атлантические воды, фораминиферы, голоцен, поздний плейстоцен

Колонка морских осадков AT19-22GC из желоба Франц-Виктория, Баренцево море, содержит перспективный материал для микропалеонтологических и изотопных исследований, а также для радиоуглеродного датирования. Данные по содержанию песчаной фракции и материала ледового разноса дают предварительное стратиграфическое разделение разреза на дегляциальную часть, переходный период от позднего дриаса к раннему голоцену и голоцен. Характер распределения вида-индекса атлантических вод *Cassidulina neoteretis* показывает усиление атлантического влияния в Арктике в дегляциальное время.

В работе приводятся реконструкции палеосреды для позднего плейстоцена и голоцена на основе микропалеонтологических и литологических исследований по новой колонке морских осадков из желоба Франц-Виктория. По глубоководному желобу в Баренцево море поступают воды атлантического происхождения, текущие вдоль континентального склона Северного Ледовитого океана. Изучение колонок из данного района позволяет проследить изменения атлантического сигнала, связанного с ветвью течения, поступающего в Арктику через пролив Фрама.

Колонка AT19-22GC отобрана в ходе 1-го этапа экспедиции «Трансарктика-2019» с западного склона желоба Франц-Виктория (81°15.2 с.ш., 39°11.8 в.д.), с глубины 454 м. Разрез мощностью 150 см исследован непрерывно, проведены литологический и микропалеонтологический анализы. В настоящее время ожидаются результаты радиоуглеродного

датирования и исследования содержания стабильных изотопов кислорода и углерода в раковинах бентосных фораминифер. По изменению характера осадков и состава микрофоссилий видно четкое разделение колонки на три части.

Верхний окисленный интервал 0–51 см содержит шесть слоев алевропелита различных цветов (от охристого до серого). В верхних 30 см отсутствуют кальцитовые микрофоссилии, зато представлено большое количество агглютинированных раковин бентосных фораминифер. Данная часть коррелируется с голоценовым слоем литостратиграфической схемы для Баренцева моря [1, 2].

Интервал 51–97 см представлен серым алевропелитом с редкими прослоями гидротроиллита. Содержание песчаной фракции низкое и составляет 1–8%. Средний интервал коррелируется с раннеголоценовым слоем в колонках из северной части Баренцева моря [1, 2].

Нижний интервал 97–150 см представлен песчаным алевропелитом стально-серого цвета с гравийно-дресвяной примесью, являющейся материалом ледового и айсбергового разноса (IRD, ice- and iceberg-rafted debris). По резкому увеличению содержания песчаной фракции (до 20%), нижний интервал можно отнести к периоду дегляциации, когда накапливались преимущественно ледниково-морские осадки. Возраст основания разреза в отсутствии абсолютных датировок принимается условно за 15–16 кал. тыс. лет назад, что соответствует времени освобождения желоба Франц-Виктория от ледника [3].

Дегляциальные осадки колонки АТ19-22GC характеризуются высоким процентным содержанием вида-индекса атлантического влияния *Cassidulina neoteretis* (до 50% среди бентосных фораминифер). Аналогичная картина прослеживается в осадках, соответствующих по возрасту беллинг-аллереду и позднему дриасу, в колонках с восточного склона желоба Франц-Виктория [1] и других трогов северной части Баренцева моря [2, 4]. Водная толща в желобах была стратифицирована из-за большого количества пресных вод в поверхностном слое, образовавшихся в процессе таяния Баренцево-Карского ледника, и подповерхностного притока соленых атлантических вод, поступавших через пролив Фрама.

Переходный период от позднего дриаса к раннему голоцену характеризуется изменением состава доминантных видов в сообществе бентосных фораминифер. Вместо *C. neoteretis* начинают преобладать оппортунистический вид *Elphidium clavatum* и холодноводный арктический вид *Cassidulina reniforme*. Эти изменения могут отражать похолодание, увеличение зимнего ледового покрова и смену в структуре водных масс. В позднем дриасе увеличилось влияние другой ветви атлантического течения, которая проходит через шельф Баренцева моря, сильно трансформируется и имеет более низкую температуру [2, 4].

В комплексе бентосных фораминифер из голоценовой части (исключая

верхние 30 см) виды *C. reniforme* и *C. neoteretis* представлены в равной пропорции (около 30%). Только ближе к концу голоцена содержание *C. neoteretis* увеличивается. Похожий тренд наблюдается и в других колонках из Баренцева моря, связанный с усилением фрамовской ветви атлантического течения около 2–3 кал. тыс. лет назад [2]. В верхних 30 см раковины секретионно-известковых бентосных фораминифер отсутствуют. Возможно, что высокая продуктивность в краевой ледовой зоне, которая, вероятно, находилась вблизи места расположения колонки в позднем голоцене, привела к растворению карбонатов.

Исследования выполнены при поддержке Минобрнауки «Арктическая Трансполярная Система в переходных климатических условиях», уникальный идентификатор RFMEFI61619X0108.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ivanova E., Murdmaa I., de Vernal A., Risebrobakken B., Peyve A., Brice C., Seitkhalieva E., Pisarev S. Postglacial paleoceanography and paleoenvironments in the northwestern Barents Sea // *Quaternary Research*. 2019. P. 1–20.
2. Lubinski D.J., Polyak L.A., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 <sup>14</sup>C ka: foraminifera and stable isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2021. V. 20. P. 1851–1879.
3. Hughes A. L. C., Gyllencreutz R., Lohne Ø. S. et al. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // *Boreas*. 2016. V. 25. № 1. P. 1–45.
4. Ślubowska, M., Koç, N., Rasmussen, T.L., Klitgaard-Kristensen, D. Changes in the flow of Atlantic water into the Arctic Ocean since the last deglaciation: Evidence from the northern Svalbard continental margin, 80°N // *Palaeoceanography*. 2005. V. 20. PA4014.

Sediment core AT19-22GC from Franz Victoria Trough, the Barents Sea, is perspective for micropaleontological and stable isotope research, as well as for radiocarbon dating. The downcore records of sand fraction and IRD suggest preliminary stratigraphic subdivision into deglacial unit enriched in coarse-grained fractions and IRD, Younger Dryas – early Holocene transition and the Holocene units. The distribution pattern of Atlantic water related species *Cassidulina neoteretis* shows enhanced Atlantic water influence in the Arctic during deglacial times.

## **Полякова Е.И.**

(Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, e-mail: ye.polyakova@mail.ru)

### **Ледовая седиментация в полярных областях океанов по микропалеонтологическим данным**

## **Polyakova Ye.I.**

(Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow)

### **Sea-ice sedimentation in the polar regions of the oceans according to micropaleontological data**

Ключевые слова: ледовая седиментация, ледово-морские диатомеи, цисты динофлагеллат, остракоды, полынья, полярные области Мирового океана

Рассмотрены различные группы микроорганизмов, входящих в состав биоценозов морских льдов и ассоциированных со льдами в Арктике и Антарктике и возможности их использования для реконструкций палеоледовитости океанов.

В высокоширотных областях Арктики и Антарктики распространен особый тип литогенеза, названный А.П. Лисицыным «морской ледовый седиментогенез» [1–3]. Ведущим агентом подготовки, транспортировки и отложения осадочного вещества в этих обширных областях Мирового океана, занимающих в настоящее время  $\frac{1}{4}$  его площади, являются различного типа морские льды и айсберги. В холодные эпохи позднего кайнозоя площади распространения айсбергов и образующихся при замерзании морской воды морских льдов, способные переносить осадочный материал очень широкого диапазона крупности, существенно расширились, возростала продолжительность существования сезонных морских льдов. Главным индикатором этих палеопроцессов является материал ледового разноса, вмержающий в лед в процессе его формирования и поступающий в морские и океанические осадки в результате таяния льдов.

История морского ледового покрова представляет значительный интерес для разработки климатических моделей, палеоокеанологии и эволюции биосферы. Биоценозы морских льдов являются важнейшей составной частью полярных экосистем. В целом, как в северных, так и в южных высоких широтах Мирового океана основным методом реконструкций морского ледового покрова до настоящего времени является исследование в морских осадках остатков микроскопических организмов, в той или иной степени связанных с распространением морских льдов [4–7 и др.]. Традиционно, в первую очередь, использование диатомовых водорослей, кремниевые створки которых сохраняются в осадках. Морские диатомеи включают группу специфических ледово-морских видов, обрастающих нижнюю и боковую поверхности морских льдов, и фактически представляют единственную группу микроводорослей, часть жизненного

цикла которых связана со льдами. Они наиболее часто обеспечивают свидетельства изменения границ распространения сезонных морских льдов в голоцене и позднем плейстоцене в субарктических районах Тихого океана и Южном океане [2, 8 и многие другие].

Несмотря на то, что условия формирования и существования морского ледового покрова в северном и южном полушариях имеют существенные отличия, например, преобладание в Арктике многолетних морских льдов, а в Антарктике однолетних льдов, группу типичных ледово-морских (криофильных) диатомей образуют небольшое число видов, создающих вспышку весеннего цветения ледово-морской альгофлоры и подледного фитопланктона [9–12 и др.].

В арктических морях вклад ледовых биоценозов в годовую первичную продукцию составляет в среднем 20–25% [13], при этом большая ее часть поступает в короткий (< 2-х недель) весенний период «цветения» льдов. Основными продуцентами в составе биоценозов морских льдов являются ледово-морские диатомеи (около 30 видов: *Nitzschia frigida*, *Fragilariopsis oceanica*, *F.cylindrus*, *Pauliella taeniata*, *Fossula arctica*, *Navicula septentrionalis*, *N.vanhoeffenii*, *Melosira arctica* и другие). Кремниевые створки этих диатомей, сохраняющиеся в донных осадках морей являются надежными индикаторами распространения морских льдов на арктических шельфах в недавнем геологическом прошлом, а также положения высокопродуктивной зоны Великой Сибирской польни [6, 7]. К сожалению, за пределами шельфа арктических морей диатомеи практически не встречаются в осадках, что связано с низкой продуктивностью вод и растворением кремниевых створок диатомей в условиях дефицита растворенного кремния в арктических водах [6]. Продуктивность арктических вод самая низкая в Мировом океане, что обусловлено блокирующим фотосинтез длительным существованием сезонных морских льдов, а в областях паковых льдов – почти круглогодичным, длительной полярной ночью и малым поступлением биогенных элементов с речным стоком. Минимальные значения первичной продукции около 10 мгС/м<sup>2</sup>/г приурочены к районам распространения паковых льдов, повышаясь до 30–50 мгС/м<sup>2</sup>/г в пределах шельфовых морей, достигая 90 мгС/м<sup>2</sup>/г и 400 мгС/м<sup>2</sup>/г в областях влияния атлантических и берингоморских вод соответственно [14]. Самыми высокопродуктивными (> 1000 мгС/м<sup>2</sup>/г) являются области заприпайных польней – Великой Сибирской польни и крупнейшие польни у берегов Северной Гренландии.

Диатомовые водоросли в изобилии распространены по всему Южному океану, поступление биогенных элементов в результате таяния морского льда является основным фактором, повышающим продуктивность диатомей на кромке морского льда. Ледово-морские диатомеи, в составе которых доминируют *Fragilariopsis kerguelensis*, *F.curta*, *F.sublinearis*, *F.cylindrus*, *F. obliquecostata*, фиксируют пограничную зону морского льда. В отличие от

арктических морей, в Антарктике в связанных с отступающим морским льдом диатомовых сообществах фитопланктона доминируют таксономически разнообразные ледово-неритические виды (*Eucampia antarctica*, *Porosira glacialis*, виды рода *Chaetoceros* и другие), которые могут вегетировать при отрицательных температурах (-1, -1.5°C).

В осадках антарктической зоны количество створок диатомей максимальное для Мирового океана – более 100 млн. створок/г осадка [15], что определяют чрезвычайно большой интерес к этой группе микрофоссилий при палеоокеанологических исследованиях.

Хотя данные об ассоциациях диатомей в осадках наиболее полезны в Антарктике, в Арктике количественный анализ диноцист является более мощным инструментом для палеоокеанологических реконструкций [1, 16, 17]. К настоящему времени в арктических морях известен лишь один вид динофлагеллат *Peridiniella catenata*, достоверно являющийся криофилом, так как изредка он был встречен в больших количествах на нижней поверхности льдов в период их «цветения» [18]. Ассоциированные со льдами популяции динофлагеллат, встречающиеся в составе ранневесеннего фитопланктона в непосредственной близости от тающих льдов, состоят как из автотрофных, так и гетеротрофных видов. На соотношении цист автотрофных и гетеротрофных видов динофлагеллат в ассоциациях диноцист в осадках разработаны методики количественной оценки продолжительности морского ледового покрова в высоких широтах Северного полушария и выполнены палеорекострукции для позднего плейстоцена и голоцена [16, 17].

На основе анализа большой базы данных по распределению арктических остракод в поверхностных осадках Северного Ледовитого океана Т.М. Cronin [19] выделил один таксон-индикатор *Acetabulastoma arcticum* многолетнего морского ледового покрова и на его основе реконструировал изменения ледового покрова в районе хребтов Менделеева, Ломоносова и Гаккеля, возвышенности Моррис-Джесуп и плато Ермак. Однако раковины этого вида редко встречаются в изобилии в осадках и плохо сохраняются под лизоклином.

В настоящее время основным направлением реконструкций палеоокеанологических условий с использованием микроорганизмов является разработка новых биогеохимических методов, прежде всего биомаркеров [20, 21 и другие]. Установлено, что диатомеи продуцируют широкий спектр пигментов, позволяющих им обитать в широком диапазоне интенсивности солнечной инсоляции, включая условия низкой инсоляции в полярных районах под морскими льдами. Конечными продуктами фотосинтеза у диатомей являются жиры, состав которых может служить важным диагностическим видовым признаком, что положило начало использованию биохимического анализа липидов и жирных кислот для палеоокеанологических реконструкций. В Арктике успешно используется

биомаркер диатомей морского льда  $IP_{25}$  в верхнеплейстоценовых-голоценовых осадках для реконструкций морского ледового покрова.

Работа выполнена в рамках госзадания лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» (№121051100135-0)

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
2. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.
3. Lisitzin A.P. Sea ice and iceberg sedimentation in the ocean: recent and past. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2002. 563 p. DOI 10.1007/978-3-642-55905-1
4. Proxies in late Cenozoic paleoceanography // Developments in Marine Geology / Hillaire-Marcel C., de Vernal A. (Eds). Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 1. 843 p.
5. Armand L., Ferry A., Leventer A. Advances in palaeo sea ice estimation // Sea ice / D.N. Thomas (Ed.). John Wiley & Sons, 2017. P. 600–629. <https://doi.org/10.1002/9781118778371.ch26>
6. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 145 с.
7. Polyakova Ye.I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions // Siberian River Run-Off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability and Environmental Significance. Proceedings in Marine Sciences / R. Stein, K. Fahl, D.K.Fütterer et al. (eds.). Amsterdam, 2003. P. 375–400.
8. Sancetta C. Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea // Deep Sea Res. 1983. V. 30 (8A). P. 851–869.
9. Усачев П.И. Микрофлора полярных льдов // Тр. ИО АН СССР. 1949. Т. III. С. 216–259.
10. Polar Marine Diatoms / L.K. Medlin, J.Pridde (Eds.). British Antarctic Survey, 1990. 214 p.
11. Melnikov I.A. The Arctic Sea Ice Ecosystem. Amsterdam: Gordon&Breach, 1997. 204 p.
12. Horner R. Arctic sea-ice biota // The Arctic Seas. Climatology, Oceanography, Geology, and Biology / Herman Y. (ed.). New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1989. P. 123–146.
13. Legendre L., Akey S.F., Dieckmann G.S. et al. Ecology of sea ice biota. 2.

Global significance // *Polar Biology*. 1992. V. 12. P. 429–444.

14. Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas // *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*. Berlin: Springer Verl., 2004. P. 57–81.

15. Козлова О.Г. Диатомовые водоросли индийского и тихоокеанского секторов Антарктики. М.: Наука. 1964. 167 с.

16. de Vernal A., Rochon A., Fréchette B. et al. Reconstructing past sea ice cover of the Northern Hemisphere from dinocyst assemblages: status of the approach // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 79. P. 122–134.

17. de Vernal A., Hillaire-Marcel C., Rochon A. et al. Dinocyst-based reconstructions of sea ice cover concentration during the Holocene in the Arctic Ocean, the northern North Atlantic Ocean and its adjacent seas // *Quat. Sci. Rev.* 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.006>.

18. Okolodkov Y.B. An ice-bound planktonic dinoflagellate *Peridiniella catenata* (Levander) Balech: Morphology, ecology and distribution // *Botanica Marina*. 1999. V. 42. P. 333–341.

19. Cronin T.M., Gemery L., Briggs W.M. Jr. et al. Quaternary sea-ice history in the Arctic. Ocean based on a new Ostracode sea-ice proxy // *Quat. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 3415–3429.

20. Masse G., Belt S., Crosta X. et al. Highly branched isoprenoids as proxies for variable sea ice conditions in the Southern Ocean // *Antarctic Science*. 2011. V. 23. P. 487–498.

21. Stein R., Fahl K., Müller J. Proxy Reconstruction of Cenozoic Arctic Ocean Sea-Ice History – from IRD to IP25 // *Polarforschung*. 2012. V. 82 (1). P. 37–71.

Various groups of microorganisms that are part of the biocenoses of sea ice and associated with sea ice in the Arctic and Antarctic and the possibility of their use for reconstructions of the paleo sea ice conditions in the oceans are considered.

**Пугачева Т.Л.<sup>1,2</sup>, Пономаренко Е.П.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград; <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; e-mail: puga4eva@hotmail.com)

**Определение локального резервуарного эффекта при датировании осадков Балтийского моря**

**Pugacheva T.L.<sup>1,2</sup>, Ponomarenko E.P.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Estimation of the reservoir effect for the dating of Baltic Sea sediments**

Ключевые слова: радиоуглеродное датирование, Гданьский бассейн, концентрация свинца, валовый осадок, голоцен, изохронны.

Данная работа посвящена оценке локального резервуарного эффекта при радиоуглеродном ( $AMS^{14}C$ ) датировании валового осадка Балтийского моря. В Гданьском бассейне резервуарный эффект, рассчитанный как разница между возрастом согласно  $AMS^{14}C$  датированию и в соответствии с распределением концентраций свинца, составил от 760 до 2607 кал.л.

Одним из основных способов датировки донных отложений Балтийского моря является измерение содержания радиоактивного изотопа углерода методом ускорительной масс-спектрометрии ( $AMS^{14}C$ ). Из-за низкого содержания карбонатных ископаемых часто для датирования используется валовый осадочный материал. Однако, полученный на основе таких измерений возраст, может быть неточным. Возможные ошибки обусловлены многими факторами, например, «загрязнением» переотложенным более древним материалом и неоднородностью влияния резервуарного эффекта [1]. Таким образом, радиоуглеродные датировки валового осадка нужно корректировать для достоверной оценки возрастов осадков, необходимой для получения полного представления о долгосрочных изменениях условий бассейна. Информация о распределении концентраций свинца вдоль осадочных разрезов может быть использована для уточнения радиоуглеродных датировок. Пикам концентраций свинца в осадках Балтийского моря присвоен абсолютный календарный возраст: 1 год н.э. (1950 кал.л.н., Римский пик), 1200 год н.э. (750 кал.л.н., Средневековый пик) и 1970-е годы (-20 кал.л.н., современное загрязнение) [2]. Данные горизонты формируют точные изохроны, которые могут применяться для датирования и синхронизации поздних голоценовых отложений по всей Европе [1].

В качестве материала исследования были использованы донные осадки, отобранные трубкой Ниемисто в 43-м рейсе НИС «Академик Борис Петров» на трех станциях в Гданьском бассейне Балтийского моря. Длина

отобранных кернов составляет 56 см (АБП-43026), 46 см (АБП-43035) и 54 см (АБП-43105). На борту судна выполнено подробное литологическое описание донных отложений. Далее колонки были непрерывно разобраны на образцы с шагом в 1 см и заморожены. В рамках исследования в Познанской радиоуглеродной лаборатории (Польша) было выполнено AMS  $^{14}\text{C}$  датирование 6 образцов валового осадка – из двух горизонтов каждой колонки. Полученный возраст был откалиброван с использованием программного обеспечения Calib 8.2 по наземной (IntCal20) калибровочной кривой [3]. Выбор данной кривой обуславливается повышенным поступлением терригенного осадочного материала ввиду внутриконтинентального положения Балтийского моря, а также мелководностью бассейна. Календарный возраст представлен как медианное значение в пределах доверительного интервала  $1\sigma$ , за начало отсчета принят 1950 год. Для построения возрастной модели использовано программное обеспечение CLAM версии 4.0.4, для вычисления возраста недатированных горизонтов применен метод линейной интерполяции [4]. Для геохимического анализа (определение концентрации свинца) использован рентгенофлуоресцентный спектрометр (Vanta™ анализатор, OLYMPUS). Измерения проведены с шагом 2 см в режиме “GeoChem2”. Влажные пробы были помещены в пластиковые тигли и накрыты пленкой толщиной 17  $\mu\text{m}$  для предотвращения загрязнения анализатора. Время одного измерения составляло 180 секунд. Содержание концентраций свинца в осадках использовалось для вычисления локального резервуарного эффекта и корректировки датировок.

Все три колонки характеризуются схожим литологическим составом. Мощность нижнего слоя в среднем составляет 6 см, осадки представлены серо-голубыми и оливково-серыми глинистыми илами. Вышележащий слой сложен оливковыми, оливково-серыми и темно-серыми гомогенными алевритовыми илами, плотность осадка повышается вниз по разрезу. Верхние сантиметры осадков представлены сильно обводненными оливковыми илами. Границы между слоями во всех колонках четкие, за исключением колонки АБП-43035, где наблюдается размытая граница на глубине 40 см.

Исходя из данных датировок, возраст донных отложений колонки АБП-43026 составляет 7721 кал.л.н. на глубине 42 см, в результате чего интервал 8–42 см характеризуется чрезвычайно низкими скоростями осадконакопления (0.05 мм/г). Осадки колонки АБП-43035 представляют собой последние 4036 кал.л.н. (на основе датировки на глубине 40 см). Скорости осадконакопления уменьшались вверх по разрезу от 0.2 мм/г в интервале 40–10 см до 0.04 мм/г в интервале 10–0 см. Стоит отметить, что данная колонка отобрана в Гданской впадине, которая характеризуется спокойным режимом осадконакопления и отсутствием условий для резких изменений скорости седиментации. Таким образом, уменьшение скорости

осадконакопления вверх по разрезу в колонке АБП-43035 вызывает вопросы. Возраст осадков колонки АБП-43105 составляет 2098 кал.л.н. (50 см). Стоит отметить, что на 8 см отложения датируются 3429 кал.л.н., указывая на загрязнение более древним, переотложенным материалом, поэтому данная датировка была исключена из расчетов. Получившаяся скорость осадконакопления составляет 0.2 мм/г.

Учитывая очень низкие скорости осадконакопления во всех колонках и уменьшение данного показателя вверх по разрезу в колонке АБП-43035, откалиброванные датировки были скорректированы в соответствии с распределением концентраций свинца. В колонке АБП-43026 повышение концентрации свинца на горизонте 11 см было интерпретировано как современный пик загрязнения 1970 г. В колонке АБП-43035 высокие концентрации свинца на 12 см и 28 см были соотнесены с загрязнением 1970 г. и Средневековым пиком соответственно. Увеличение концентрации на 14 см в колонке АБП-43105 соответствует загрязнению 1970 г., а повышенное содержание на 36 см – средневековому пику.

Радиоуглеродные датировки были откорректированы в соответствии с резервуарными эффектами, рассчитанными на основе разницы между возрастными, полученными в результате AMS<sup>14</sup>C датирования и корреляции распределения свинца вдоль седиментационных разрезов. В колонке АБП-43035 резервуарный эффект равный 2607 лет вычтен из AMS<sup>14</sup>C датировки, полученной на глубине 50 см; в колонке АБП-43105 разница в 760 лет была вычтена из датировки, полученной на глубине 40 см. Возрастные модели седиментационных колонок построены на основе датировок по распределению свинца и откорректированных AMS<sup>14</sup>C возрастов. Верхние горизонты осадков соответствуют году отбора – –68 кал.л.н.

В колонке АБП-43026 средневековый пик (750 кал.л.н.) не выделяется четко, а возраст 7718 кал.л.н., полученный на глубине 42 см по данным AMS<sup>14</sup>C датирования, явно ошибочный и, вероятно, является результатом загрязнения переотложенным более древним материалом. Поэтому для отложений старше –20 кал.л.н. (основываясь на пике свинца 1970 г.) возрастная модель была перенесена с колонок АБП-43035 и АБП-43105, основываясь на литологических данных, а также по распределению потерь при прокаливании. Полученные возрастные модели охватывают 1594 кал.л.н. (АБП-43026), 1765 кал.л.н. (АБП-43035) и 1505 кал.л.н. (АБП-43105). Скорости осадконакопления уменьшаются вниз по разрезам от 2.3 до 0.3 мм/г (АБП-43026), от 2.5 до 0.2 мм/г (АБП-43035) и от 2.9 до 0.2 мм/г (АБП-43105).

В опубликованных данных исследования поверхностного слоя осадков (верхние 10 см) Гданьского бассейна [5] указаны близкие скорости осадконакопления: от 0.9 до 2.1 мм/г для Гданьского бассейна; от 1.0 до 2.9 мм/г для Гданьского залива; от 0.7 до 3.9 мм/г для Гданьской впадины. Похожие скорости осадконакопления (1.8 и 2.1 мм/г) были получены в

работе по исследованию коротких (30 см) седиментационных колонок, отобранных в Гданьском бассейне [6] В соответствии с исследованием южной части Балтийского моря [7] средние скорости осадконакопления изменяются от 0.15 до 2.26 мм/г.

Таким образом, после корректировки датировок на основе распределения концентраций свинца в седиментационных колонках скорости осадконакопления приблизились к показателям, характерным для этого района. Поэтому можно сделать вывод, что данный метод корректировки радиоуглеродных датировок является эффективным и может быть применен для построения более точных возрастных моделей при исследовании осадков Балтийского моря. Для получения более надежных результатов при уточнении возраста осадков возможно дополнять данные о распределении концентраций свинца информацией о содержании других элементов, например, цезия, пикам концентраций которого также присвоен точный календарный возраст.

Экспедиционные исследования проведены в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0128-2021-0012). Анализ донных отложений выполнен за счет гранта РФФИ № 19-45-393008; рентгенофлуоресцентный анализ – при поддержке гранта РНФ № 18-77-10016.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zillen L., Lenz C., Jilbert T. Stable lead (Pb) isotopes and concentrations – A useful independent dating tool for Baltic Sea sediments // *Quaternary Geochronology*. 2012. V. 8. P. 41–45.
2. Renberg I., Bindler R., Brännvall M.L. Using the historical atmospheric lead-deposition records as a chronological marker in sediment deposits in Europe // *The Holocene*. 2001. V. 11. № 5. P. 511–516.
3. Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. 2021. CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2021-2-26.
4. Blaauw M. Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. // *Quaternary Geochronology*. 2010. V. 5. № 5. P. 512–518.
5. Suplińska M.M., Pietrzak-Flis Z. Sedimentation rates and dating of bottom sediments in the Southern Baltic Sea region // *Nukleonika*. 2008. V. 53.
6. Staniszewski A., Lejman A., Pempkowiak J. Horizontal and vertical distribution of lignin in surface sediments of the Gdańsk Basin // *Oceanologia*. 2001. V. 43. № 4. P. 421–439.
7. Pempkowiak J., Widrowski H. Pollution of upper layer of bottom sediments of Southern Baltic Sea with heavy metals // *Arch of Environ Protect*. 1988. V. 1/2. P. 55–66.

Current work is devoted to the estimation of the regional reservoir effect for the radiocarbon (AMS<sup>14</sup>C) dating of bulk sediments obtained in the Baltic Sea. In the Gdansk Basin, the reservoir effect calculated as the age difference between AMS<sup>14</sup>C dates and Pb dates ranged from 760 to 2607 cal. a.

**Руденко О.В.<sup>1</sup>, Талденкова Е.Е.<sup>2</sup>, Шкарубо С.И.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, г. Орел, e-mail: olrudenko2011@yandex.ru; <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва; <sup>3</sup>АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», г. Мурманск)

**Реконструкция палеосреды Центральной впадины  
Баренцева моря в период дегляциации и в голоцене**  
**Rudenko O.V.<sup>1</sup>, Taldenkova E.E.<sup>2</sup>, Shkarubo S.I.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Orel State University named after I.S. Turgenev, Orel; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>3</sup>JSC Marine Arctic Geological Expedition, Murmansk)

**Reconstruction of the paleoenvironment of the Central Deep of  
the Barents Sea during the Deglaciation and the Holocene**

Ключевые слова: палеосреда, материал ледового и айсбергового разноса, пыльца, споры, водные палиноморфы, фораминиферы, остракоды

В разрезах двух грунтовых колонок изучены весовое % содержание фракции >63 мкм, материал ледового и айсбергового разноса, пыльца, споры, водные палиноморфы, остракоды и фораминиферы. Становление, по мере развития постледниковой трансгрессии, более соленых и стабильных условий палеосреды диагностировано по снижению количества материала ледового и айсбергового разноса, доли песчаной фракции и переотложенных спор и пыльцы, появлению морских цист динофлагеллат, значительному росту численности и разнообразия микроостатков.

По открытой части Баренцева моря, в частности, Центральной впадине, информация о литологии донных осадков и седиментационных процессах до сих пор фрагментарна, а палеогеографические реконструкции в недостаточной степени обоснованы различными палеонтологическими методами. К настоящему времени известно, что эта часть Баренцева моря окончательно освободилась от ледника 15–14 кал.т.л.н. [1]. Сейсмическими исследованиями и геологическим опробованием выявлено трехчленное строение залегающей на мезозойских отложениях ложа толщи новейших отложений, сформированной в течение одного гляциоседиментационного цикла в период перехода от ледниковых к водно-ледниковым и морским условиям среды [2, 3]. Изучение литологии осадков, состава ископаемых комплексов фораминифер и изотопного состава их раковин, подкрепленное радиоуглеродным датированием, подтвердили эти представления и позволили охарактеризовать каждый хроноинтервал [4–11]. В данном сообщении представлены результаты изучения литологического состава осадков и заключенных в них пыльцы, спор, водных палиноморф, бентосных и планктонных фораминифер, остракод в разрезах двух грунтовых колонок, 201401-12 (длина 215 см) и 201402-31 (длина 235 см), поднятых в неизученной северной части Центральной впадины Баренцева

моря с глубин 312 и 344 м соответственно. Исследования являлись составной частью работ по изучению вещественного состава верхнекайнозойского осадочного чехла на листе Госгеолкарты 1:1000000 масштаба S-38 (Баренцево море, восточная часть). Материал получен в 2014 г. в рейсах НИС АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (г. Мурманск). Интерпретация полученных данных основана на их корреляции с уже опубликованными по Центральной впадине геолого-геофизическими, микропалеонтологическими и изотопными данными, подкрепленными радиоуглеродным датированием. Палинологические данные по этой части Баренцева моря получены впервые.

Осадки обеих колонок представлены пелитовыми алевритами серых и оливково-серых оттенков. Колонка 201401-12 литологически сравнительно однородна, осадки содержат примазки органического вещества, раковины моллюсков, трубочки полихет. Аналогичный слой осадков в колонке 201402-31 присутствует лишь в верхних 50 см, ниже осадки сильно опесчанены, а в основании разреза отмечены обильные щебнистые и дресвяные включения. По совокупности результатов комплексного анализа и сравнения полученных данных с принятым подразделением осадочной толщи шельфа Баренцева моря [5–7, 9] выявлено, что осадки эпохи дегляциации вскрываются только в колонке 201402-31 ниже 100 см. Самый нижний горизонт (интервал 205–235 см) характеризуется сочетанием сравнительно тонкозернистого состава осадков и максимального количества терригенного материала ледового и айсбергового разноса (ice- and iceberg-rafted debris, IRD), крайне низкой численностью микрофауны, преобладанием оппортунистического вида бентосных фораминифер *Elphidium clavatum*, обилием переотложенных бентосных фораминифер и присутствием исключительно переотложенных пыльцы и спор докайнозойского возраста. Литология осадков и специфический набор микрофоссилий, в целом, типичны для седиментационной обстановки опресненного приледникового морского бассейна и характеризуют начальную фазу дегляциации, возраст которой оценивается как предшествующий 15 кал. т. л. н. [6].

Осадки колонки 201402-31 в интервале 100–205 см накапливались на этапе поздней дегляциации в уже удаленном от края ледника морском бассейне с обилием айсбергов и сезонным ледовым покровом. Они характеризуются периодическим увеличением количества IRD, в них по-прежнему много переотложенных бентосных фораминифер и пыльцы докайнозойского возраста, но при этом немного увеличивается численность микрофауны, а с глубины 180 см появляются единичные зерна пыльцы *Betula nana*-type и *Pinus silvestris* современного типа и цисты типичного для арктических морей криофильного вида динофлагеллат *Islandinium minutum*, экологические условия обитания которого определяются невысокими летними температурами, не превышающими +7°C [12]. В пользу некоторого

улучшения придонных условий среды свидетельствует смена доминант в ассоциации бентосных фораминифер от *E. clavatum*, характерного для стрессовых обстановок, к *Cassidulina reniforme*, а также появление вида-индикатора влияния подповерхностных атлантических вод – *Melonis barleeanus*.

Вся толща осадков колонки 201401-12 и верхние 100 см разреза колонки 201402-31 коррелируются с голоценовым слоем I в принятом подразделении осадочной толщи шельфа Баренцева моря [5, 7]. Данные осадки формировались в нормально-морских гемипелагических условиях, причем, скорости седиментации в колонке 201402-31 были значительно ниже, чем в колонке 201401-12, расположенной на 30 м ниже на склоне Центральной впадины, с которого сносился осадочный материал. Отложения начала голоцена с небольшим количеством крупнозернистого материала, значительно большей численностью микрофоссилий и пиком содержания арктического вида бентосных фораминифер *C. reniforme* характеризуют становление, по мере развития трансгрессии, более соленых и стабильных условий палеосреды. Ледовый покров сохранялся, но сокращался в размерах. Редкие находки остракод представлены видами, широко распространенными на шельфе и континентальном склоне арктических морей – *Sarsicytheridea punctillata*, *S. bradleyi*, *Cluthia cluthae*, *Semicytherura complanata*, *Cytheropteron elaei*, *Krithe* sp. [13].

Если исключить из состава спорово-пыльцевых спектров занесенные из таежной зоны пыльцу сосны и легко плавучие споры папоротников семейства *Polypodiaceae*, то остальную часть спектров из осадков, соответствующих древнему и раннему голоцену, можно с уверенностью отнести к холодному тундровому типу, свидетельствующему о более суровых, чем современные, климатических условиях. Доминантами являются пыльца *Betula nana*-type и *Poaceae*, споры сфагнумов и арктических плаунов. Практически отсутствует пыльца разнотравья.

С развитием трансгрессии климатические условия постепенно смягчались, а влияние подповерхностных атлантических вод усиливалось, что показывают развитые выше по разрезу комплексы с максимальной для всего разреза численностью и видовым разнообразием бентосных фораминифер, а также присутствием экзотических тепловодных видов *Globigerinoides ruber* и *Globorotalia truncatulinoides* в ассоциации планктонных фораминифер. Осадки, соответствующие среднему голоцену, характеризуются максимальной концентрацией пыльцы и отражают этап распространения березовых формаций на материковой суше, что хорошо согласуется с реконструкциями, основанными на изучении донных осадков озера Имандра в центральной части Кольского полуострова [14], разрезов севера [15] и запада Кольского полуострова [16]. В группе палиноморф несколько увеличивается доля морских цист динофлагеллат, растет их видовое разнообразие, в том числе появляются и достигают пиковых

значений виды *Operculodinium centrocarpum* и *Spiniferites cf. elongatus*, в арктических морях маркирующие зону влияния атлантических вод [17]. Кроме того, в количествах, на порядок превышающих таковое в субфоссильных спектрах открытого моря, присутствует пыльца древесной и кустарниковой ольхи (более 10% против 0.5–1% в субфоссильных), что свидетельствует о том, что осадки накапливались в условиях повышенной влагообеспеченности. Вероятно, ольховые сообщества распространялись на материке вдоль речных долин и межскальных ниш.

Некоторое укрупнение гранулометрического состава осадков и увеличение доли фораминифер из мелководных районов моря отражает усиление ледовитости бассейна в позднем голоцене в связи с похолоданием климата, что подтверждают и спорово-пыльцевые спектры. В них доминирует дальнезаносная пыльца сосны европейской, существенно снижается доля пыльцы берез, злаков и ольхи, почти полностью исчезает пыльца растений луговых сообществ. Все перечисленное отражает обеднение растительных сообществ материка и снижение пыльцевой продуктивности растений в связи с ухудшением природной обстановки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hughes A.L.C., Gyllenkretz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // *Boreas*. 2016. 10.1111/bor.12142.
2. Гатауллин В.Н., Поляк Л.В. О присутствии ледниковых отложений в Центральной впадине Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1463–1467.
3. Gataullin V.N., Polyak L.V., Epstein O.G., Romanyuk B.F. Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the Late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea // *Boreas*. 1993. V. 22. P. 47–58.
4. Корсун С.А., Погодина И.А., Тарасов Г.А., Матишов Г.Г. Фораминиферы Баренцева моря (гидробиология и четвертичная палеоокеанология). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. 136 с.
5. Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea // *Geology*. 1995. V. 23. P. 567–571.
6. Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence // *Late Quaternary paleoceanography of the North Atlantic margins* / Andrews J.T. et al. (Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. V. 111. P. 323–337.
7. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Последледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // *Литология и полезные ископаемые*. 1999. № 6. С. 576–595.
8. Погодина И.А., Тарасов Г.А. Процессы седиментации и эволюции фораминифер во время последней дегляциации в Баренцевом море // *Океанология*. 2002. Т. 42. № 1. С. 156–160.

9. Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Duplessy J.-C., Paterne M. Late Weichselian to Holocene paleoenvironments in the Barents Sea // *Glob. Planet. Change*. 2002. V. 34. P. 209–218.
10. Duplessy J.-C., Cortijo E., Ivanova E., Khusid T., Labeyrie L., Levitan M., Murdmaa I., Paterne M. Paleooceanography of the Barents Sea during the Holocene // *Paleoceanography*. 2005. V. 20.
11. Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.-C., Levitan M., Khusid T., Bourman M., Alekhina G., Alekseeva T., Belousov M., Serova V. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // *Mar. Geol.* 2006. V. 230. P. 275–303.
12. Matthiessen J. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in Recent Norwegian-Greenland Sea sediments // *Mar. Micropal.* 1995. V. 24. P. 307–334.
13. Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects. // *Mar. Micropal.* 2007. V. 63. P. 111–142.
14. Lenz M., Savelieva L., Frolova L., Cherezova A., Moros M., Baumer M.M., Gromig R., Kostromina N., Nigmatullin N., Kolka V., Wagner B., Fedorov G., Melles M. Lateglacial and Holocene environmental history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by a sediment succession from Lake Imandra // *Boreas*. 2021. V. 50. P. 76–100.
15. Шарапова А.Ю. Верхний плейстоцен и голоцен Северной Фенноскандии и Баренцева моря (стратиграфия, абсолютная хронология, палеогеография). Автореф. дисс. д.г.-м.н. СПб. 2005. 32 с.
16. Kremenetski C., Vashchalova T., Goriachkin S., Cherkinsky A., Sulerzhitsky L. Holocene pollen stratigraphy and bog development in the western part of the Kola Peninsula, Russia // *Boreas*. 1997. V. 26. P. 91–102.
17. De Vernal A., Rochon A., Turon J.-L., Matthiessen J. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments // *GEOBIOS*. 1997. V. 30. P. 905–920.

Two sediment cores from the Central Deep of the Barents Sea were studied for the weight percentage of the fraction >63  $\mu\text{m}$ , abundance of ice- and iceberg-rafted debris (IRD), pollen, spores, aquatic palynomorphs, ostracods, benthic and planktonic foraminifera. A decrease in the amount of IRD, the proportion of sand fraction and redeposited spores and pollen as well as the appearance of marine dinoflagellate cysts and a significant increase in the taxonomic variety and concentration of microresidues, on the whole, feature the transition to the marine type of sedimentation with saltier and more stable conditions due to the development of the Postglacial transgression.

**Рылеева В.С., Мурдмаа И.О., Беляев Н.А., Иванова Е.В.,  
Борисов Д.Г.**

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

**Данные по составу взвеси из придонного слоя на  
континентальном склоне Аргентинской Патагонии  
Ryleeva V.S., Murdmaa I.O., Belayev N.A., Ivanova E.V.,  
Borisov D.G.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Composition of suspended matter from the bottom nepheloid  
layer on the continental slope of the Argentine Patagonia**

Ключевые слова: верхние циркумполярные глубинные воды, придонный нефелоидный слой, осадочный материал, алюмосиликаты, барит, лимонит

Проведен анализ состава взвеси с целью изучения переноса осадочного материала в придонном нефелоидном слое на континентальном склоне Аргентинской Патагонии методом электронной микроскопии. На массиве данных, полученных в результате исследования образца фильтра, отработана методика определения минерального состава взвеси с помощью энерго-дисперсионного анализа.

В 79-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2020) произведен отбор проб взвеси для изучения переноса осадочного материала в придонном нефелоидном слое на континентальном склоне Аргентинской Патагонии. [1] Район станции АМК-6733 на террасе Перито Морено омывается Верхней циркумполярной глубинной водой.

Анализируемый образец получен на глубине около 1608 м, в 7–8 м от дна. Пробы придонной воды отбирались батометрами Нискина емкостью 2.5 л. Для анализа содержания минеральной взвеси применяли поликарбонатные ядерные фильтры с диаметром 47 мм, размером пор 0.45 мкм (Дубна). Пробы воды фильтровали под вакуумом (0.4 атм) через предварительно подготовленные и взвешенные фильтры. Для анализа содержания взвешенного органического углерода (ВОУ) фильтрация производилась через предварительно прокаленные фильтры Whatman GF/F с условным диаметром пор 0.7 мкм. Объем профильтрованной воды с горизонта составлял около 10 л. Фильтрованная вода из-под GF/F фильтра отбиралась на определение содержания растворенного органического углерода (РОУ). Для определения содержания РОУ фильтрат отбирался в стеклянные сосуды емкостью 22 мл, подкислялся до pH 2 и хранился в холодильнике. Определение концентраций взвешенного вещества проводилось гравиметрическим методом. Анализ содержания РОУ, взвешенного органического (ВОУ) и карбонатного ( $C_{\text{карб}}$ ) углерода проводился на анализаторе углерода Shimadzu TOC-L с приставкой для

сжигания твердых образцов SSM.

Анализ поверхности фильтра проводился методом электронной микроскопии на сканирующем микроскопе FEI Quattro S. Исследование проведено в центре коллективного пользования «Электронная микроскопия в науках о жизни» МГУ им. М.В. Ломоносова (УНУ «Трехмерная электронная микроскопия и спектроскопия»). Фильтр прикреплялся к столику проводящим скотчем и частично был покрыт слоем углерода толщиной 10 нм. Полученная информация представлена в виде снимков во вторичных и обратно отраженных электронах. Наряду с этим, в процессе микроскопирования образцов проводился качественный и количественный элементный анализ найденных частиц.

Концентрация РОУ составила 1.17 мг/л, что превышает средние значения для глубоководных зон Мирового океана на 30–40%. Данный факт может указывать как на влияние гравитационных потоков на склоне на увеличение концентраций РОУ, так и на возможное незначительное загрязнение проб в момент отбора. Содержание ВОУ на фильтре 37.5 мг/л,  $S_{\text{карб}}$  – 0.5 мг/л. Эти данные показывают, что большая часть углерода находится во взвешенном состоянии и имеет преимущественно биогенное происхождение.

Количество взвеси на фильтре с отверстиями 0.45 мкм составило 61.5 мг/л, что существенно меньше концентраций взвеси в поверхностном слое вод олиготрофных районов Атлантического океана (~100 мг/л) [2]. Это свидетельствует об отсутствии выраженного нефелоидного слоя. Отсутствие нефелоидного слоя и связанного с ним переноса взвешенного вещества подтверждают также измеренные с помощью LADCP низкие скорости придонных течений (по данным гидрофизического отряда экспедиции АМК-79).

В результате микроскопического анализа взвеси были собраны данные по 300 объектам. На основе элементного и визуального анализа обнаруженные частицы были разделены на несколько групп: биогенные, абиогенные и неопределенного состава.

Биогенные объекты представлены различными видами с кремниевым скелетом – диатомовыми водорослями, силикофлагеллятами, размерами от 5 до 65 мкм, а также их фрагментами (рис. 1–4).

В частицах, принадлежащих к абиогенной группе, доминирующим элементом является углерод – от 20 до 50% в среднем, иногда до 70% по массе. Содержание Si, Al, Fe варьирует и, в основном, не превышает 50%. Часто встречаются Mg, S, Ca, P, Ti и Ba. Редко, но в значимых количествах, присутствуют Zn, Sn, Sr и Pb. Размер всех анализированных частиц укладывается в диапазон от 1 до 21 мкм и соответствует диаметру частицы. На основании состава можно выделить некоторые минералы. Часто встречается сульфат бария – барит, с содержанием Ba от 17 до 30% и S от 3 до 8%. Соотношение Ba и S постоянно, а размеры находятся в диапазоне 2–

4 мкм (рис. 5). Встречаются частицы с повышенным содержанием железа (20–48%) и крупными размерами (около 20 мкм), которые предположительно являются аутигенными гидроксидами железа (лимонитом) (рис. 7). Самая распространенная группа соединений на фильтре – органическое вещество с примесью алюмосиликатов и силикатов, размерами от 1 до 10 мкм, редко 20–30 мкм. Среди примесей найдены предположительно полевые шпаты, слюды, глинистые минералы с непостоянным составом (рис. 6).

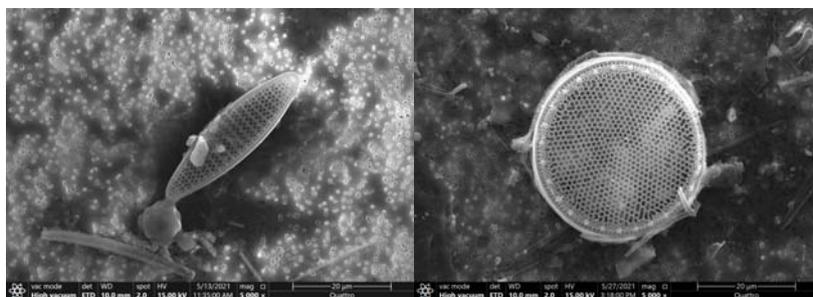


Рис. 1. *Nitzschia* sp.

Рис. 2. *Coscinodiscus* sp.

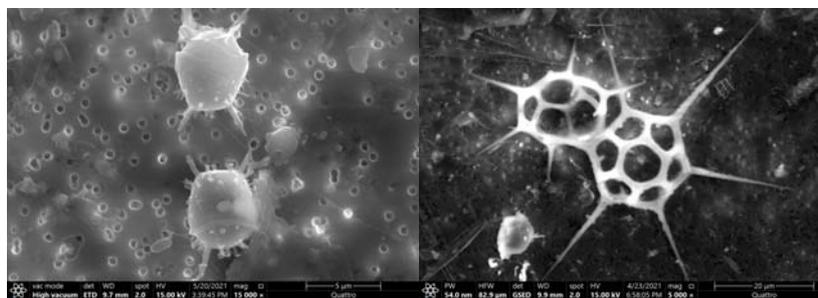


Рис. 3. *Chaetoceros* sp., споры

Рис. 4. *Distephanus* sp.

В результате выполненного анализа установлено, что содержание терригенных частиц алюмосиликатов во взвеси очень низко, судя по малому содержанию Si и Al (не более 63% и 38% соответственно) и практически отсутствуют частицы биогенного карбоната кальция (судя по отсутствию Ca). На этом сильно разреженном фоне выделяются аутигенные минералы, барит и гидроокислы железа, образовавшиеся в сгустках органического вещества, скорее всего в результате микробиологической (бактериальной) деятельности. Это предположение позволяет их отнести к группе биогенных объектов. Очевидно, большинство частиц представлено органическим

веществом, более точное определение которого будет выполнено в дальнейшем.

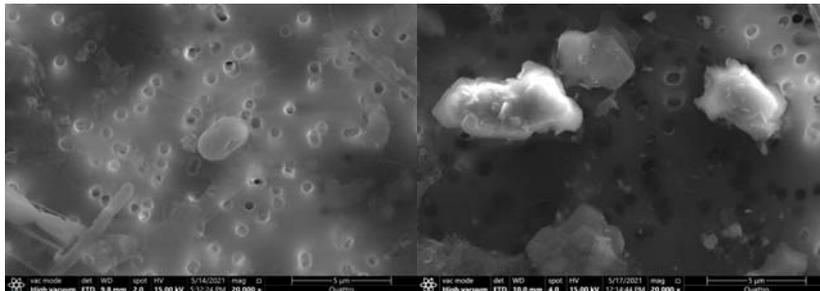


Рис. 6. Барит.

Рис. 7. Частицы с алюмосиликатами.

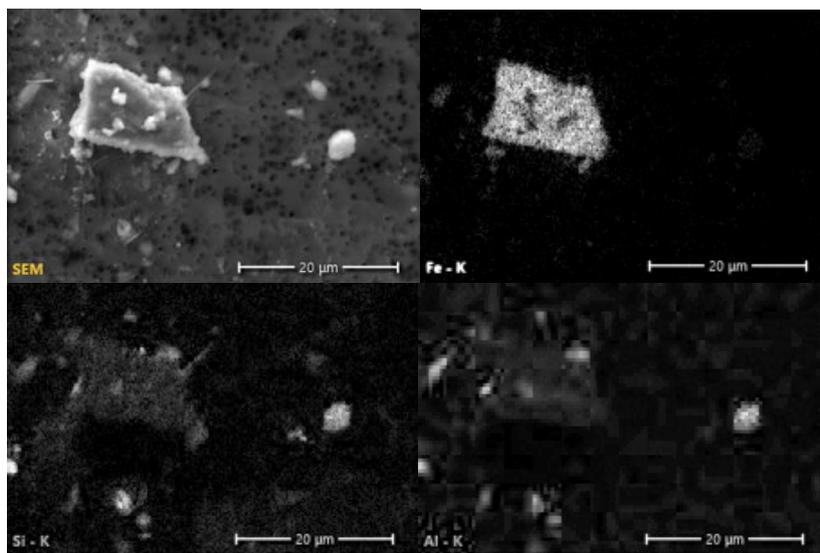


Рис. 8. Элементное картирование частицы лимонита с примесью алюмосиликатов

Полученные результаты свидетельствуют о применимости использованной методики для исследования взвеси. Установленные низкие концентрации взвеси в придонном слое на шести станциях свидетельствуют об отсутствии развитого нефелоидного слоя на террасе Перито Морено в марте 2020 г. Содержание взвешенного вещества и ВОУ в придонных горизонтах незначительно. Можно предположить, что вариации концентрации взвеси в придонном нефелоидном слое носят сезонный

характер.

Исследование проведено в рамках Госзадания № 0128-2021-0006. Авторы благодарны сотрудникам гидрофизического отряда за отбор проб воды в экспедиции.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., и др. Исследование современной латеральной седиментации на континентальном склоне Аргентины в 79-ом рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 987–989.
2. Политова Н.В., Артемьев В.А., Зернова В.В. Распределение и состав взвеси на меридиональном разрезе в Северной Атлантике // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 984–993.

The analysis of the suspended matter composition was carried out in order to study the transfer of sedimentary material in the near-bottom nepheloid layer over the continental slope of Argentine Patagonia by the method of electron microscopy. Barite and limonite are detected. The data are used to refine the methodology for determining the mineral composition of suspended matter using energy-dispersive analysis.

**Рябчук Д.В.<sup>1</sup>, Сергеев А.Ю.<sup>1</sup>, Жамойда В.А.<sup>1</sup>, Буданов Л.М.<sup>1</sup>,  
Прищепенко Д.В.<sup>1</sup>, Ковалева О.А.,<sup>1</sup>  
Пискарев-Васильев А.Л.<sup>2</sup>, Элькина Д.В.<sup>2</sup>, Баширова Л.Д.<sup>3</sup>,  
Пономаренко Е.П.<sup>3</sup>, Григорьев А.Г.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, e-mail: daria\_gyabchuk@mail.ru; <sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург; <sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Новые данные о дегляциации впадины восточной части  
Финского залива по данным геолого-геофизических  
исследований**

**Ryabchuk D.V.<sup>1</sup>, Sergeev A.Yu.<sup>1</sup>, Zhamoida V.A.<sup>1</sup>,  
Budanov L.M.<sup>1</sup>, Prishchepenko D.V.<sup>1</sup>, Kovaleva O.A.<sup>1</sup>,  
Piskarev A.L.<sup>2</sup>, Elkina D.V.<sup>2</sup>, Bashirova L.D.<sup>3</sup>,  
Ponomarenko E.P.<sup>3</sup>, Grigoriev A.G.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>A.P. Karpinsky Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg; <sup>2</sup>FBI Institution “Academician I.S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean”, St. Petersburg; <sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**New data on deglaciation of the eastern Gulf of Finland basin  
based on geological and geophysical research**

Ключевые слова: дегляциация, озерно-ледниковые отложения седиментологические исследования высокого разрешения, восточная часть Финского залива

По данным анализа непрерывного сейсмоакустического профилирования и многолучевого эхолотирования установлено повсеместное развитие в восточной части Финского залива морен де Геера, выявлена затопленная зона краевых ледниковых образований, являющаяся подводным продолжением гряды стадии Паливере. В разрезе послеледниковых отложений впервые выделен акустически прозрачный бесструктурный сейсмоакустический комплекс, интерпретируемый как подледные отложения. Выполнен комплексный седиментологический анализ колонок ленточных глин, зафиксирован переход от проксимальных к дистальным фациям ленточных глин.

В 2019–2021 гг. выполнены геолого-геофизические исследования верхнеплейстоценовых отложений восточной части Финского залива. Отбор колонок донных отложений выполнялся с учетом анализа результатов геолого-съёмочных работ ВСЕГЕИ, выполнявшихся в 1984–2000 гг., а также анализа данных многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмоакустического профилирования, осуществлявшегося в ходе 35-го и 39-го рейсов Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН

(ИО РАН) на НИС «Академик Николай Страхов» (2017 г., 2019 г.) и рейсов ФГБУ «ВСЕГЕИ» на НИС «СН1303» и НИС «Мария» в 2017–2020 гг. Пробоотбор выполнялся в 2019–2021 гг. в ходе рейсов НИС «Академик Николай Страхов» (2019 г.), ПС «Академик Иоффе» (2020 г.), ПС «Академик Сергей Вавилов» (2021 г.).

В 2020 г. был выполнен анализ и переинтерпретация архивных данных геологической съемки шельфа, выполненной ВСЕГЕИ в 1984–2000 гг. Задачей было выявление особенностей рельефа и геологического строения ледниковых и водно-ледниковых образований восточной части Финского залива. Было проанализировано более 6000 км непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) и 4000 станций колонкового пробоотбора.

Выполненный анализ показал, что рельеф ледниковых образований в пределах основной части дна акватории (за исключением южной части) значительно расчленен. Средние глубины залегания поверхности ледниковых отложений увеличиваются от 50–55 м в южной и восточной частях акватории до 80–90 м в западной части. Наиболее распространенными формами рельефа морены являются гряды СЗ-ЮВ простирания относительной высотой (от основания) 25–50 м, интерпретируемые как расположенные по нормали к краю отступающего ледника друмлиноиды и/или озы. Поверхность вершин и склонов гряд практически по всей площади осложнена более мелкими грядами. В северо-западной части акватории на ряде профилей мелкие гряды по своим морфометрическим параметрам и ритмичности расположения могут интерпретироваться как морены де Геера.

Выявление морен де Геера является крайне важным результатом, так как их генезис в литературе описывается достаточно однозначно, указывая на формирование из толщи отступающего ледника, являвшегося «ледяным» берегом приледникового озера и лежащего на поверхности дна, а не находящегося «на плаву» [1]. Это позволяет оценить конфигурацию края отступающего ледника. Полученные данные, свидетельствующие о повсеместном развитии морен де Геера в пределах акватории восточной части Финского залива, являются аргументом в пользу данного механизма дегляциации впадины залива на первом его этапе. Наиболее достоверно морены де Геера выделяются по данным многолучевого эхолотирования.

Анализ всего массива геофизических данных показал, что единственным участком дна, где может быть выделена зона затопленных краевых образований, является протягивающаяся с СВ на ЮЗ ( $65^{\circ}$ – $100^{\circ}$ ) от района о-вов Виргини до Выборгского залива, частично погребенная под ледниково-озерными и голоценовыми отложениями, гряда высотой 20–30 м и шириной до 1000 м. В Выборгском заливе гряда имеет резко ассиметричную форму с крутым ( $10^{\circ}$ ) южным и более пологим ( $3$ – $4^{\circ}$ ) северным склоном. Морфология гряды соответствует краевым

образованиям, детально изученным на северном побережье залива. К западу от островов Виргини выявлен фрагмент более крупной гряды аналогичного простираения.

Ранее [2] ледниково-озерные отложения восточной части Финского залива подразделялись на два литолого-стратиграфических комплекса (ЛСК). Нижняя часть разреза, представленная коричнево-серыми ленточными глинами или ленточным переслаиванием глин и песчано-глинистых алевритов, интерпретировалась как отложения местных приледниковых озер (IV ЛСК). Выше по разрезу выделялись осадки III ЛСК, представляющие собой постепенный переход от тонкослоистых (ленточноподобных) глин к гомогенным глинам с цветовой полосчатостью. Анализ архивных данных и результатов двухлетних работ по гранту позволил установить, что строение толщи озерно-ледниковых отложений в пределах впадины восточной части Финского залива более сложное, чем предполагалось ранее. В разрезе послеледниковых отложений впервые выделен акустически прозрачный бесструктурный сейсмоакустический комплекс, условно названный «белой пачкой». Отложения «белой пачки», перекрывающие ленточные глины, с учетом результатов пробоотбора интерпретируются как подледные отложения, формировавшиеся после осцилляции ледника, ранее отступившего севернее и вновь нагнутавшегося (стадия Паливере).

В ледниково-озерных отложениях по данным пробоотбора установлены дислокации, связанные с нарушением седиментационной слоистости: а) нарушения сплошности слоев, представляющие собой микросбросы с амплитудой 7–15 мм; б) пластические деформации, представленные изгибами слоистой толщи, вплоть до образования лежачих складок течения и нагнетания; в) блоковые текстуры, в виде обломков или катунов, крупных складок фрагментов более древних пород в более молодых отложениях. Как пластические деформации, так и блоковые текстуры могут являться индикаторами осцилляций края ледника. Анализ пространственного расположения дислокаций третьего типа показал, что они характерны для ледниково-озерных отложений, опробованных в пределах широкой полосы, вытянутой в направлении с юго-запада на северо-восток от Нарвского до Выборгского залива.

В ходе исследований 2020–2021 гг. основное внимание было уделено изучению колонок ледниково-озерных отложений, отобранных в ходе экспедиционных работ. Анализ полученных данных и сопоставление результатов с публикациями, посвященными ленточным глинам южного побережья Финского залива, показал, что ленточные глины колонки АИ-55015, как и исследованные в 2019 г. отложения колонок 19ГС-2Т и 17ГГ-2Т, относятся к проксимальным фациям озерно-ледниковых отложений. Анализ мощностей ритмов и соотношения мощностей грубозернистых («летних») и тонкозернистых («зимних») слоев колонки АИ-55026

позволил проследить переход от проксимальных фаций озерно-ледниковых отложений к дистальным. По мере перехода от приледниковых фаций к дистальным наблюдается уменьшение крупности частиц как в грубозернистых («летних»), так и в тонкозернистых («зимних») слоях.

Ледниково-озерные отложения характеризуются исключительно низким содержанием органического вещества. Средние значения потерь при прокаливании в колонке 17ГГ-2Т составляют 4.8%, изменяясь от 2.9 до 5.9%. Содержание  $C_{орг}$  колеблется в пределах от 0.3 до 0.5% (в среднем, 0.4%) и слабо растет от нижней к верхней части осадочного разреза, указывая на медленный рост продуктивности палеобассейна.

Выполненные геохимические исследования показали, что химический состав ленточных глин различен для разных участков акватории Финского залива и зависит преимущественно от химического состава материнских пород – источника поступления осадочного материала (продукты переотложения морены, источником которой являются магматические породы Балтийского кристаллического щита для отложений центральной части залива; кембрийские глины, песчаники и алевролиты для ленточных глин Копорской губы и карбонатные породы ордовика для озерно-ледниковых отложений Нарвского залива).

По результатам палеомагнитных исследований в колонке 17ГГ-Т3 выделен экскурс Гетеборг, вышележащие отложения датируются возрастом 11–13 тыс. лет.

Комплексный анализ полученных к настоящему моменту данных позволяет сформулировать следующую гипотезу дегляциации впадины восточной части Финского залива. После отступления края ледника от северного склона возвышенности Пандивере (невская стадия), уровень воды в приледниковом озере понизился, ледник с достаточно высокой скоростью отступил через впадину Финского залива. Широкое развитие мелкогрядового рельефа, в частности, морен де Геера, свидетельствует о том, что ледник соприкасался с ложем, перед его фронтом сформировалось обширное приледниковое озеро. К 13 тыс.кал.л.н. край ледника достиг южного побережья Финляндии [3]. Похолодание раннего дриаса (около 12.8 тыс.кал.л.н.) привело к осцилляции края ледникового щита, в результате чего ледник выдвинулся к линии Паливере-Выборгский залив, в южной части залива сформировалось приледниковое озеро (Паливере-Номме (А3) по [4, 5]). Образовавшиеся ранее ленточные глины в южной части котловины Финского залива были частично дислоцированы. Пределы распространения ледника этой стадии отмечены краевыми моренами в западной и флювиогляциальными равнинами и склонами ледниковых контактов (высотой до 20 м) в северной Эстонии, а также выявленной в результате исследований 2019 г. в рамках данного гранта затопленной краевой морены в восточной части Финского залива. На этой стадии ледник уже не полностью прилегал к поверхности дна, в наиболее глубоких впадинах

рельефа он находился на плаву, в этом случае создались условия для образования глинистых отложений «белой пачки» (типы А и В). При возобновлении потепления ледник полностью покинул впадину Финского залива, следующая длительная стабилизация края ледника, произошла на линии Сальпаусселька I и датируется временем 12.3–12.1 тыс.кал.л.н. [6].

Исследования выполнены в рамках гранта РФФИ №19-05-00768 «Реконструкция процессов дегляциации впадины Финского залива (20 000–10 000 лет назад)». Сбор и обработка данных многолучевого эхолота выполнялась в рамках госзадания ИО РАН (тема №0128-2021-0012).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Breilin O., Kotilainen A., Nenonen K., Räsänen M. The unique moraine morphology, stratotypes and ongoing geological processes at the Kvarken Archipelago on the land uplift area in the Western coast of Finland // Geological Survey of Finland, Special Paper. 2005. V. 40. P. 97–111.
2. Спиридонов М.А. Ледниковая история Финского залива, Сб. Геология субаквальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л.: изд-во ВСЕГЕИ, 1989. С. 15–23.
3. Lunkka J.O., Johansson P., Saarnisto M., Sallasmaa O. Glaciation of Finland // Quaternary Glaciations-Extent and Chronology: Part I. Europe / J. Ehlers, P.L. Gibbard (eds.). Elsevier, 2004. P. 93–100.
4. Künnapuu S. Die Rezession des Inlandeises in der Umgebung von Tallin // Eesti Geograafia Seltsi Aatramat 1960/61, Eesti NSV Teaduste Akadeemia, Tallinn, 1962. P. 29–36. In Estonian.
5. Pärna K. On the geology of the Baltic Ice Lake and large proglacial lakes on the territory of Estonia. PhD Thesis. 1962. 163 p.
6. Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian ice sheet from the east of Lake Onega basin to the Salpausselkä end moraines // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 387–405.

Based on acoustic-seismic profiling and multibeam echosounding the widespread development of De Geer moraine was established and a submerged end moraine of the Palivere stage was revealed. An acoustically transparent seismic complex interpreted as under-ice sheet deposits was found. High-resolution sedimentological research of the varved clays allowed tracing the transition from proximal to distal glacial-lacustrine deposits.

**Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Рябчук Д.В., Жамойда В.А.**  
(Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург, e-mail: sergeevau@yandex.ru)

**Границы максимальных регрессий послеледниковых водоемов в восточной части Финского залива по данным сейсмоакустического профилирования**

**Sergeev A.Yu., Budanov L.M., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A.**  
(A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg)

**The maximum regressions of postglacial basins of the Eastern Gulf of Finland according to sub-bottom profiling data**

Ключевые слова: Литориновое море, Анцилово озеро, голоцен, Балтийское море, палеогеография, сейсмоакустическое профилирование.

Приводятся результаты интерпретации большого массива сейсмоакустического профилирования для самой восточной части Финского залива. Установлены границы депрессии пост-ледникового рельефа, которая на протяжении неоплейстоцена и голоцена служила областью седиментации для приледниковых озер и являлась местом непрерывной седиментации при регрессии как Анцилового озера, так и Литоринового моря.

Четвертичные отложения, слагающие приповерхностный разрез дна и широко развитые в пределах восточной части Финского залива, делятся на 7 основных сейсмоакустических комплексов (СК). Среди них выделяются неоплейстоценовые образования: моренные отложения – СК-G, флювиогляциальные отложения СК-FG, массивные глины СК-ВР, ледниково-озерные глины – СК-LG (ленточные) СК-BIL (массивные); голоценовые образования: глины Анцилового озера – СК-АНС, глины и илы – СК-ЛИТ. Каждому из выделенных СК соответствуют отложения определенного литологического состава, генезиса и возраста [1, 2]. СК разделяются по характеру сейсмоакустической записи и по явным угловым несогласиям. В ходе интерпретации разрезов, выполняемой в программе Kingdom SMT, были оцифрованы границы размыва. Интерпретационным признаком наличия размыва для отложений с выраженной слоистостью (СК-LG, СК-BIL – ледниково-озерные отложения неоплейстоцена и СК-АНС, СК-ЛИТ – голоценовые осадки) является несогласие кровли СК с внутренними протяженными границами (рис. 1А), а для отложений с хаотическим характером записи (СК-G, СК-FG, СК-ВР – ледниковые и водно-ледниковые отложения неоплейстоцена) – выход на современное дно с формированием неровной поверхности (рис. 1Б).

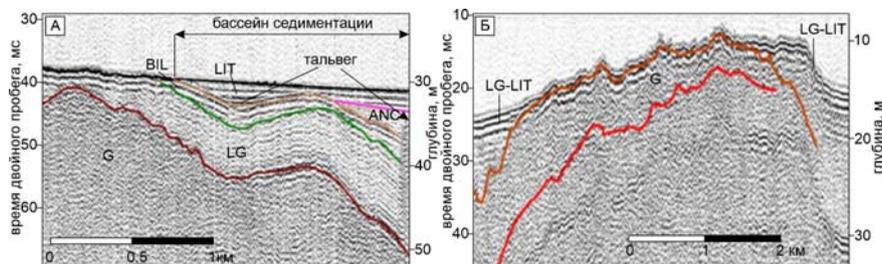


Рис. 1. Профили НСАП с примерами: А – разрыв СК-LG; Б – разрыв СК-G

В результате анализа записей НСАП была построена схема выходов на дно различных типов СК в абсолютных высотных отметках, на которых они развиты (рис. 2). Для верификации данных при геологической интерпретации выделенных СК и границ между ними использовалась вся доступная геологическая информация – описания грунтовых колонок и результаты аналитики проб донных отложений, как архивных [3], так и полученных в ходе работ ВСЕГЕИ за последнее десятилетие.

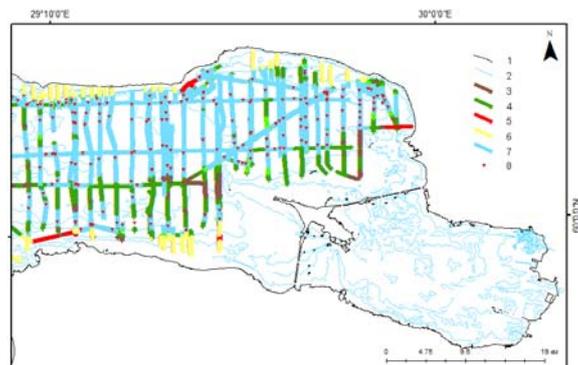


Рис. 2. Схема интерпретации использованных профилей НСАП: 1 – береговая линия, 2 – изобаты, 3 – выходы на поверхность дна СК-G (ледниковых отложений), 4 – выходы на поверхность дна СК-LG (ледниково-озерных отложений), 5 – абразионные террасы (сложены СК-G, СК-LG, СК-BIL), 6 – аккумулятивные террасы (сложены голоценовыми отложениями), 7 – области локальных седиментационных бассейнов, 8 – места наибольшей глубины седиментационных бассейнов.

Отложения СК-LG и СК-BIL, соответствующего поздне-неоплейстоценовым глинам приледниковых водоемов, развиты повсеместно, перекрывая моренные отложения. На большей части дна самой восточной части Финского залива поверхность отложений этих сейсмоакустических комплексов размыва и выходит на поверхность дна.

Местами поверхность размыта погребена под голоценовыми осадками. Область непрерывной седиментации ледниково-озерных глин занимает вытянутую в субширотном направлении линейную депрессию ледникового рельефа. Впадина прослеживается от пос. Солнечное вдоль северного берега Финского залива до пос. Пески, где она удаляется от современного берега, огибая Стирсудденские банки, и открывается в центральную часть Финского залива. Ширина впадины достигает 10 км при ее длине в изучаемом районе более 50 км. Вдоль южного берега Финского залива прослеживается другая, менее протяженная депрессия, начинающаяся от Лондонской мели у пос. Большая Ижора и также открывающаяся в западном направлении в центральную часть Финского залива. Ее ширина постепенно увеличивается на восток от 0,8 до 1,5 км, при общей длине около 25 км. Глубина поверхности эрозии ледниково-озерных глин по периферии впадин имеет определенную закономерность, понижаясь с востока на запад (рис. 3). В восточной части залива вдоль берега Курортного района поверхность эрозии находится на глубинах 8–14 м. К линии м. Песчаный – о. Котлин, глубина поверхности эрозии постепенно понижается до 20–26 м. На линии пос. Песочный – форт Красная Горка и западнее отмечена наибольшая глубина поверхности эрозии: 37–47 м.

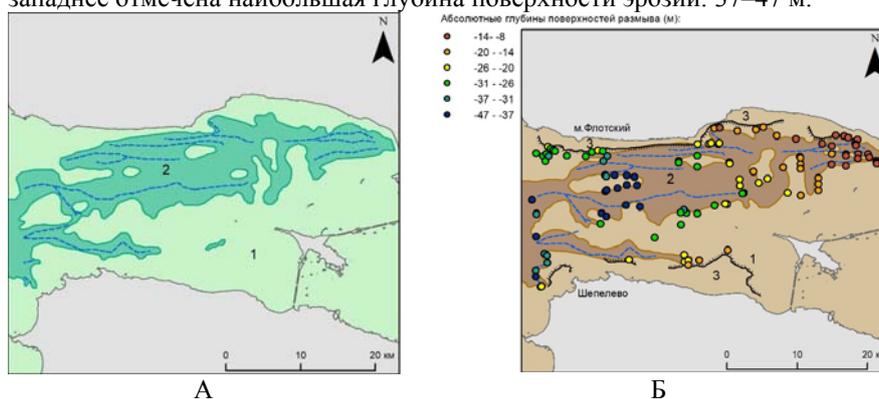


Рис. 3. Схемы погребенных областей размыта и зон непрерывной седиментации для восточной части Финского залива: А – отложения приледниковых водоемов; Б – Балтийского ледникового озера: абсолютные глубины поверхности эрозии ледниково-озерных отложений (СК-LG, СК-VII), 1 – области размыта; 2 – зон непрерывной седиментации; 3 – прибрежно-морские аккумулятивные террасы, пунктиром показаны тальвеги доголоценовых депрессий.

Отложения СК-ANC и СК-LIT, отвечающей бассейновым фациям голоценовых осадков, характеризующихся отсутствием явных угловых несогласий внутри толщи, приурочены к тем же областям седиментации,

что и ледниково-озерные глины. Осадки голоцена выравнивают депрессии ледниково-озерного рельефа и частично перекрывают эрозионные поверхности, выработанные в ледниково-озерном комплексе отложений. Голоценовые бассейновые осадки занимают несколько более обширные площади дна, чем не размытые отложения нижнего СК. Среди прибрежных фаций голоценовых отложений можно выделить подводные песчаные аккумулятивные террасы, ограничивающие бассейновые области седиментации и развитые как вдоль северного, так и вдоль южного берега рассматриваемой части Финского залива. Край террас, как правило, наложен на глины ледниково-озерного комплекса.

По результатам оцифровки архивных записей НСАП, интерпретации и геообработке данных было проведено вычисление максимальных мощностей СК, отвечающих голоценовым отложениям, на площадях непрерывной бассейновой седиментации. Мощность отложений была рассчитана как разница между поверхностью дна и границей, интерпретируемой как кровля глин Балтийского ледникового озера. Мощность голоценовых отложений в самой восточной части Финского залива, восточнее траверза м. Флотский – м. Серая Лошадь, варьирует от первых метров до 35 м (рис. 4).

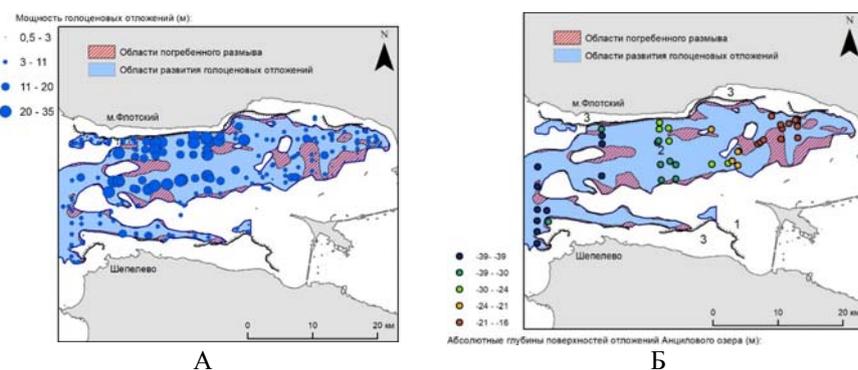


Рис. 4. Схемы областей размыта и зон непрерывной седиментации для голоценовых отложений восточной части Финского залива: А – мощности голоценовых отложений по НСАП и области погребенного размыта неоплейстоценовых отложений; Б – поверхность кровли ненарушенных отложений Анцилового озера и ее абсолютная глубина.

Плотность распределения показывает, что на большинстве разрезов мощность отложений варьирует от 2 до 9 м, при среднем значении 8 м. Минимальные значения приурочены к периферии впадин ледниково-озерного рельефа, а наибольшие мощности – к депрессиям. По латерали отмечается общее увеличение мощности с востока на запад. На траверзе

пос. Шепелево – м. Флотский происходит уменьшение мощности голоценовых бассейновых отложений до нескольких метров.

На некоторых профилях был выявлен СК, отвечающий отложениями Анцилового озера. Отложения занимают нижнюю часть голоценового разреза и согласно сменяются слоистыми отложениями Литоринового моря. На профилях НСАП не удалось выявить следов перерыва в осадконакоплении, которые бы выразались наличием угловых несогласий или эрозионных врезов между литориновыми и анциловыми отложениями. Бассейновые отложения Анцилового озера прослежены эпизодически, но распространены в пределах всей ледниково-озерной депрессии и отсутствуют только восточнее траверза пос. Комарово, что позволяет уточнить границы распространения и глубину базиса эрозии предлиторинового минимума.

Результаты показывают, что граница распространения преданцилового минимума находилась восточнее траверза м. Песчаный – Красная горка, занимая впадину ледниково-озерного рельефа, о чем свидетельствует отсутствие размыва ледниково-озерных отложений в пределах впадины. Граница предлиторинового минимума также должна проходить восточнее, вплоть до траверза пос. Комарово.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 17-77-20041П.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ryabchuk D.V., Sergeev A.Y., Prishchepenko D.V., Zhamoida V.A., Elkina D.V., Piskarev A.L., Bashirova L.D., Ponomarenko E.P., Budanov L.M., Grigoriev A.G., Evdokimenko A.V. Impact of climate change on sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland during the Middle to Late Holocene // *Boreas*. 2021 (April). V. 50. P. 381–403. <https://doi.org/10.1111/bor.12500>.
2. Ryabchuk D.; Sergeev A.; Krek A.; Kapustina M.; Tkacheva E.; Zhamoida V.; Budanov L.; Moskovtsev A.; Danchenkov A. Geomorphology and Late Pleistocene–Holocene Sedimentary Processes of the Eastern Gulf of Finland. *Geosciences*. 2018. V. 8. 102. <https://doi.org/10.3390/geosciences8030102>
3. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / Гл. ред. О. В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.

The results of the interpretation of sub-bottom profiling for the easternmost part of the Gulf of Finland are presented. The boundaries of the depression of the post-glacial relief have been determined. The depression was an area of continuous sedimentation during the Late Pleistocene and the Holocene. This makes it possible to refine the paleogeographic reconstruction of the Holocene of the Baltic Sea.

**Сергеев А.Ю.<sup>1</sup>, Рябчук Д.В.<sup>1</sup>, Носевич Е.С.<sup>1</sup>,  
Прищепенко Д.В.<sup>1</sup>, Жамойда В.А.<sup>1</sup>,  
Пискарев-Васильев А.Л.<sup>2</sup>, Элькина Д.В.<sup>2</sup>, Баширова Л.Д.<sup>3</sup>,  
Пономаренко Е.П.<sup>3</sup>, Буданов Л.М.<sup>1</sup>, Григорьев А.Г.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, e-mail: daria\_gyabchuk@mail.ru; <sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург; <sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Эволюция среды седиментации послеледниковых водоемов  
восточной части Финского залива в голоцене под  
воздействием климатических изменений**

**Sergeev A.Yu.<sup>1</sup>, Ryabchuk D.V.<sup>1</sup>, Nosevich E.S.<sup>1</sup>,  
Prishchepenko D.V.<sup>1</sup>, Zhamoida V.A.<sup>1</sup>, Piskarev A.L.<sup>2</sup>,  
Elkina D.V.<sup>2</sup>, Bashirova L.D.<sup>3</sup>, Ponomarenko E.P.<sup>3</sup>,  
Budanov L.M.<sup>1</sup>, Grigoriev A.G.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>A.P. Karpinsky Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg; <sup>2</sup>FBI Institution "Academician I.S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean", St. Petersburg; <sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Evolution of sedimentation environment of postglacial basins in  
the eastern Gulf of Finland during the Holocene under climate  
change**

Ключевые слова: седиментологические исследования высокого разрешения, голоцен, восточная часть Финского залива, палинология.

По данным детальных седиментологических исследований донных отложений российской части Финского залива реконструированы палеоклиматические условия послеледниковых водоемов, продатированы основные фазы их развития и выявлены региональные особенности процессов седиментации.

В 2017–2020 гг. были выполнены детальные седиментологические исследования десяти кернов донных отложений восточной части Финского залива. Отбор колонок донных отложений выполнялся в ходе 35-го рейса Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) на НИС «Академик Николай Страхов» (2017 г.) и рейсов ФГБУ «ВСЕГЕИ» на НИС «СН1303» в 2017–2018 гг. Выбор районов исследования осуществлялся по результатам анализа баз геолого-геофизических данных ФГБУ «ВСЕГЕИ», полученных при геологической съемке шельфа (1980–2000 гг.). Для прицельного отбора грунтовых колонок было выполнено непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) с использованием

высокочастотного профилографа 3300-НМ (EdgeTech, США) с регистрирующей программой Discover Sub-Bottom v3.36 и сейсмоакустического программно-аппаратурного комплекса GEONT-SHELF HRP (Спектр-Геофизика, Россия). Колонки разрезали, фотографировали и описывали, для всех кернов были выполнены геохимические экспресс-исследования с целью изучения относительного распределения содержания химических элементов (Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, As, Y, Zr, Ba, Pb) в кернах с применением рентгенофлуоресцентного анализа с помощью XRF-сканера (Innov-X, OLYMPUS) и гранулометрический анализ с использованием лазерного анализатора частиц «Микросайзер 201А» (производства «ВА Инстал») методом лазерной дифракции (шаг отбора проб – 1 см), измерения потерь при прокаливании и  $C_{орг}$  (интервал отбора проб – 5 см), геохимические исследования с использованием сканирующего рентгеновского анализатора «СПЕКТРОСКАН МАКС-G» (шаг отбора проб – 3 см). Для одной из колонок выполнен спорово-пыльцевой анализ, для 14 проб донных осадков в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН, и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) проведено радиоуглеродное датирование. Во всех колонках выполнены измерения магнитной восприимчивости, для двух колонок – измерения анизотропии магнитной восприимчивости проведены с использованием кубических образцов.

Проведенные исследования позволили проследить изменения среды седиментации в послеледниковых водоемах восточной части Финского залива – Балтийском ледниковом озере, Анциловом озере, море Мастогля, Литориновом и постЛиториновом море.

Осадконакопление в Балтийском ледниковом озере происходило в условиях холодного и влажного климата, в пресном водоеме, характеризующемся низким уровнем биогенных веществ. Переход от озерно-ледникового к озерному осадконакоплению характеризовался полной перестройкой седиментационных процессов; в сейсмоакустических разрезах этот переход фиксируется по стратиграфическому несогласию, изменению характера залегания отложений и переходу к «очаговой» аккумуляции в ограниченных бассейнах седиментации. В разрезе донных отложений переход от осадков Балтийского ледникового озера к анциловым отложениям, как правило, сопровождается наличием горизонтов размыва, обогащенных песчаным материалом, и резким изменением спорово-пыльцевых спектров. В ряде случаев по данным палинологического анализа и палеомагнитных измерений, положение границы начала голоцена в керне не совпадает с визуально определяемым изменением литологического состава (нижний контакт гидротроилитового горизонта), а находится на 20–30 см ниже, отражаясь также в изменении гранулометрического состава отложений.

Отложения Анцилового озера формировались в пресноводном водоеме в условиях потепления климата и усиления стока с суши. Заключительный этап существования водоема имел регрессивный характер.

Кратковременная регрессивная фаза моря Мастоглойа в регионе Финского залива датируется временем около 9 тыс.кал.л.н. и выразилась в формировании специфического по литологическому облику прослоя «голубых глин» в условиях скачкообразного увеличения солености и биопродуктивности водоема.

Для отложений морской фазы развития Балтики в восточной части Финского залива выявлены циклы гипоксии в геологическом прошлом, связанные с периодами потеплений. Начало морского осадконакопления в седиментационном бассейне у острова Гогланд датируется временем 8.0 тыс.кал.л.н. Отложения первой фазы литориновой трансгрессии (8.0–7.0 тыс.кал.л.н.) сформировались в условиях недостатка кислорода в придонной среде. Период между 7.0 и 6.0 тыс.кал.л.н. характеризовался доминированием богатой кислородом обстановки на границе дно-вода, способствовавшей активному развитию бентоса. Климатические условия раннего голоцена, восстановленные для колонки 17GG-1t, были более мягкими, по меньшей мере, для части территории водосбора моря, чем в настоящее время, соленость превышала современную. В целом, биопродуктивность Литоринового моря значительно превышала биопродуктивность палеоводомов озерно-ледниковой и озерной стадий развития Балтийского моря.

Характерной особенностью седиментационных архивов восточной части Финского залива является неоднократная резкая смена условий седиментации в среднем-позднем голоцене, и наличие достаточно длительных перерывов в осадконакоплении, обусловленных регрессиями, и эрозионных прослоев, сформировавшихся при относительном понижении уровня моря.

Изменение характера осадконакопления между комплексами анциловых и литориновых отложений сопровождалось значительным изменением магнитных и палеомагнитных свойств осадков. Анциловые отложения обладают заметно более высокой магнитной восприимчивостью и естественной остаточной намагниченностью. Вероятная продолжительность осадконакопления в интервале 460–100 см в колонке 17GG-1t составляет около 2 тыс. лет, а вероятное время осадконакопления находится в пределах 13–10 кал.тыс. л.н.

Исследования выполнены в рамках гранта РНФ 17-77-20041 «Воздействие глобальных, региональных и субрегиональных природных факторов на развитие береговых морфосистем восточной части Финского залива, как среды обитания человека». Палеомагнитные исследования и анализ выполнены в рамках гранта РФФИ 19-05-00768 «Реконструкция процессов дегляциации впадины Финского залива (20 000–10 000 лет

назад)». Сбор и обработка данных многолучевого эхолота выполнялась в рамках госзадания ИО РАН (тема №0128-2021-0012)

High-resolution sedimentological research of the bottom sediments from the eastern Gulf of Finland allowed reconstruction of the palaeoenvironment of postglacial basins, obtaining the ages of the phases of palaeogeographic development of the basins, and revealing regional features of sedimentary processes.

**Сивков В.В.<sup>1,2</sup>, Бубнова Е.С.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: vadim.sivkov@a.ocean.ru; <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград)

**Аномальное распределение взвешенного вещества на разрезе в субэкваториальной Атлантике к северу от поднятия Сьерра-Леоне**

**Sivkov V.V.<sup>1,2</sup>, Bubnova E.S.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences; <sup>2</sup>Immanuel Kant Baltic federal university, Kaliningrad)

**Anomaly of suspended matter distribution in the area of the Sierra Leone Rise in the Atlantic Ocean**

Ключевые слова: взвешенное вещество, Атлантический океан, Североафриканский апвеллинг, Гвинейский купол, гранулометрический состав, балластинг.

Выявленная на субэкваториальном разрезе аномалия концентрации взвеси является проявлением действия «карбонового насоса», который обусловлен поставкой эоловой взвеси из пустыни Сахара в район высокопродуктивного Североафриканского апвеллинга, балластингом биогенных агрегатов, их ускоренной седиментацией и переносом течениями в сторону экватора.

В первом приближении распределение взвеси по глубине океана описывается трехслойной моделью с приповерхностным и придонным максимумами концентраций и слоем минимальных концентраций (“clear water layer”, далее CWL), расположенным между ними [1, 2]. Приповерхностный максимум обусловлен биопродуктивностью в слое фотосинтеза, а также поступлением частиц из береговой зоны и атмосферы, а придонный максимум обычно связывается с придонными течениями, препятствующими седиментации. В пределах CWL встречаются промежуточные нефелоидные слои, обусловленные взаимодействием присклоновой гидродинамики с рельефом дна.

В 8-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (13–28 июля 2000 г.) был получен субэкваториальный разрез объемной концентрации взвеси (счетчик Коултера, модель Z<sub>bi</sub>, размер частиц взвеси 1.8–20.7 мкм) [3]. На разрезе также были получены гидролого-гидрохимические данные [4, 5].

Значения объемной концентрации взвеси на разрезе варьировали от 0.01 до 0.4 мм<sup>3</sup>/л (рис. 1). Минимальные ее значения (0.01–0.03 мм<sup>3</sup>/л), как правило, соответствовали CWL. До недавнего времени не поддавалось объяснению существование в открытом океане (за сотни миль от Африканского шельфа) крупной положительной аномалии концентрации взвеси к северу от поднятия Сьерра-Леоне, охватывающей, в том числе, и CWL.

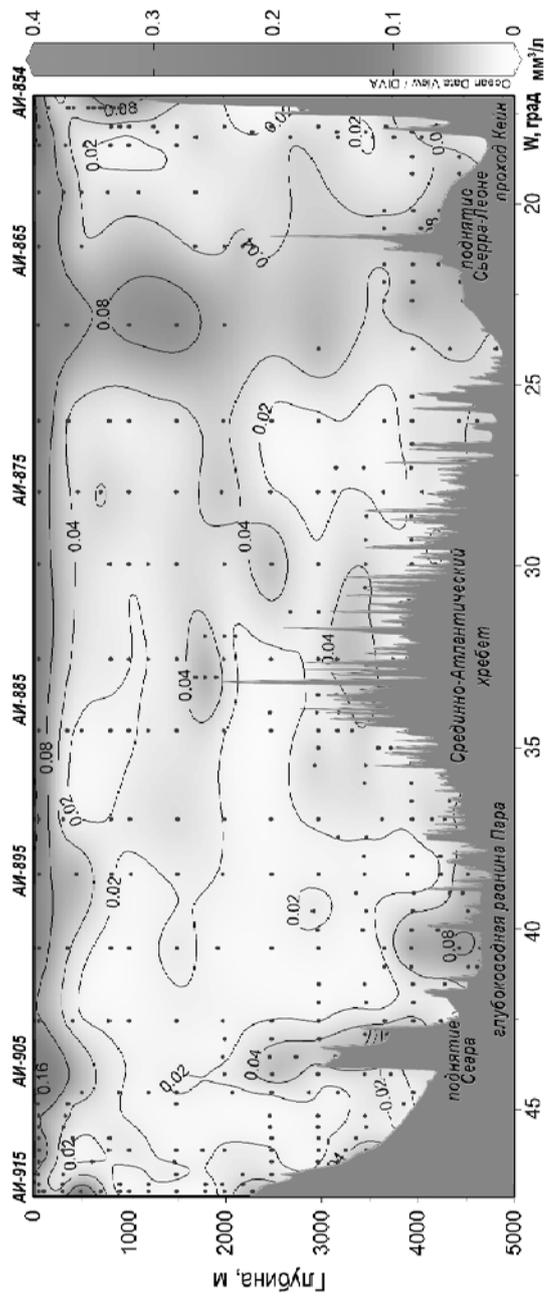


Рис. 1. Распределение взвешенного вещества на вертикальном разрезе в Атлантическом океане.

Появление концепции «балластинга» [6–8] в сочетании с анализом гидрологических условий Центрально-Восточной Атлантики позволило дать объяснение этой аномалии. Балластингом называется существенное (кратное) ускорение седиментации биогенных агрегатов (морского снега) за счет их утяжеления биогенными и терригенными частицами. Одной из важнейших характеристик биогенных агрегатов является их «липкость» (способность захватывать минеральные частицы), которая зависит от количества прозрачных экзополимерных частиц [9]. Прекурсоры прозрачных экзополимерных производятся в основном фитопланктоном [10]. Минералы начинают прикрепляться к агрегатам как в поверхностном слое, так и глубже: либо во время образования агрегатов или когда агрегаты «собирают» минеральные частицы при оседании.

Ускоренно оседающие под влиянием такого балласта биогенные агрегаты не успевают минерализоваться в верхнем слое океана, как это происходит обычно, переносятся течениями на значительные расстояния и могут достигать абиссальных глубин. Количество прозрачных экзополимерных частиц в океане огромно, они встречаются в виде т.н. морских гелей [11], и поэтому действуют как клейкая матрица для других твердых частиц (например, детрита), образуя более крупные агрегаты и играя решающую роль в экспорте углерода с поверхности в глубины океана [12].

В рассматриваемом случае обращает на себя внимание район Североафриканского апвеллинга, известный экстремум биопродуктивности и источник биогенного осадочного материала. По данным, также полученным в 8-м рейсе НИС «Академик Иоффе», объемная концентрация взвеси достигала здесь  $4.1 \text{ мм}^3/\text{л}$ , т. е. была на 1–2 порядка выше, чем в поверхностных пробах на разрезе. Похожие значения на счетчике Коултера были получены для этого района (у мыса Кап-Блан) и ранее — до  $5.8 \text{ мм}^3/\text{л}$  при диапазоне измеряемых частиц взвеси 2–32 мкм [13].

Балласт для большого количества биогенных агрегатов района Североафриканского апвеллинга в достаточной степени обеспечивает хорошо изученный эоловый перенос из пустыни Сахара [8]. Оседающие утяжеленные агрегаты подхватываются Канарским и Северо-экваториальным течениями и переносятся в направлении экватора, т.е. рассматриваемого разреза. Немного севернее поднятия Сьерра-Леоне в поверхностном слое океана существует т.н. «Гвинейский купол» — квазистационарный циклонический круговорот, также вызывающий апвеллинг и, как следствие, повышенную биопродукцию [14, 15].

Дополнительным аргументом в пользу концепции балластинга является гранулометрический состав взвешенного вещества, отобранного в районе «вертикальной аномалии» (рис. 2). Для всех проб в характерно наличие пиков концентрации в диапазоне 2.3–3.4 мкм, вызванных агрегацией маленьких частиц, а также наличие более «грубых» пиков на 13.2–20.7 мкм

и 8.2–13.2 мкм. «Грубые» пики по [16] характерны для взвешенного вещества, которое было образовано недавно и при участии прозрачных экзополимерных частиц: в нашем случае, в процессе балластинга.

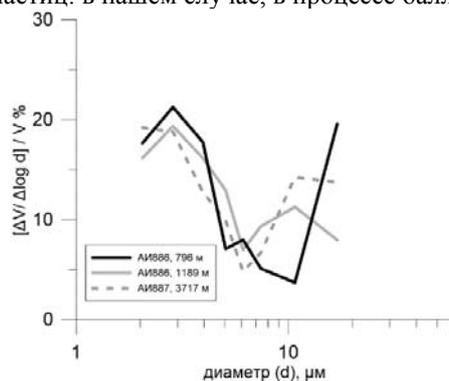


Рис. 2. Гранулометрический состав взвешенного вещества на станциях АИ-886 и АИ-887.

Таким образом, мы предполагаем, что выявленная аномалия концентрации взвеси является проявлением действия мощного «карбонового насоса» [17], который обусловлен поставкой золотой взвеси из пустыни Сахара в район высокопродуктивного Североафриканского апвеллинга и, как следствие, балластингом большого количества биогенных агрегатов, их ускоренной седиментацией и переносом течениями в сторону экватора.

Комплексный анализ условий седиментации в экваториальной Атлантике выполнен по теме государственного задания ИО РАН № 0128-2021-0016, анализ распределения взвешенного вещества в придонном слое океана — по теме проекта РНФ 19-17-00246.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Eittrheim S., Thorndike E. M., Sullivan L. Turbidity distribution in the Atlantic Ocean // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Elsevier, 1976. V. 23. № 12. P. 1115–1127.
2. Biscaye P.E., Eittrheim S.L. Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean // *Marine Geology*. 1977. V. 23. № 1–2. P. 155–172.
3. Сивков В., Журов Ю., Демидова Т. Новые данные о распределении взвешенного осадочного вещества в Северной Атлантике // *Материалы XIV Школы по морской геологии*. 2001. Т. 2. С. 172–173.
4. Sokov A.V. et al. Water structure in the equatorial Atlantic on the basis of the year 2000 transatlantic section // *Oceanology*. 2002. V. 42. № 1. P. 1–6.
5. Sarafanov A., Sokov A., Demidov A. Water mass characteristics in the

equatorial North Atlantic: A section nominally along 6.5 N, July 2000 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. V. 112. № C12.

6. Armstrong R. A. et al. A new, mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast minerals // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2001. V. 49. № 1–3. С. 219–236.

7. Louis J. et al. Experimental evidence of formation of transparent exopolymer particles (TEP) and POC export provoked by dust addition under current and high p CO<sub>2</sub> conditions // *PloS one*. 2017. V. 12. №. 2. P. e0171980.

8. Van der Jagt H. et al. The ballasting effect of Saharan dust deposition on aggregate dynamics and carbon export: Aggregation, settling, and scavenging potential of marine snow // *Limnology and Oceanography*. 2018. V. 63. № 3. P. 1386–1394.

9. Alldredge A. L., Passow U., Logan B. E. The abundance and significance of a class of large, transparent organic particles in the ocean // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1993. V. 40. № 6. P. 1131–1140.

10. Passow U., Alldredge A.L., Logan B.E. The role of particulate carbohydrate exudates in the flocculation of diatom blooms // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1994. V. 41. № 2. P. 335–357.

11. Passow U. Transparent exopolymer particles (TEP) in aquatic environments // *Progress in oceanography*. 2002. V. 55. № 3–4. P. 287–333.

12. Passow U. et al. The origin of transparent exopolymer particles (TEP) and their role in the sedimentation of particulate matter // *Continental Shelf Research*. 2001. V. 21. № 4. P. 327–346.

13. Сивков В.В., Буренков В.И. Концентрация и дисперсность взвеси в приповерхностных водах Канарского апвеллинга (по материалам квазисиноптической съемки) // *Океанология*. 1991. Т. 31. № 6. С. 929–935.

14. Signorini S.R. et al. Biological and physical signatures in the tropical and subtropical Atlantic // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. Т. 104. №. С8. С. 18367–18382.

15. Бубнова Е.С. и др. Распределение взвеси в поверхностном слое восточно-экваториальной Атлантики // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 2. С. 259–267.

16. McCave I.N. Properties of suspended sediment over the HEBBLE area on the Nova Scotian Rise // *Marine Geology*. 1985. V. 66. № 1–4. P. 169–188.

17. Bressac M. et al. Quantification of the lithogenic carbon pump following a simulated dust-deposition event in large mesocosms // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. № 4. P. 1007–1020.

The anomaly of the concentration of the suspended matter revealed in the subequatorial section is a manifestation of the action of the "carbon pump", which is caused by the supply of aeolian particles from the Sahara Desert to the region of the highly productive North African upwelling, ballasting of biogenic aggregates, their accelerated sedimentation and transfer by currents towards the equator.

**Соколова Е.А.**

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

**Аномальное климатическое явление в низких широтах Тихого океана в позднем кампане по планктонным фораминиферам**

**Sokolova E.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow)

**Anomalous climatic phenomenon in the low latitudes of the Pacific Ocean in the Late Campanian by planktonic foraminifera**

Ключевые слова: фораминиферы, палеоклимат, танатоценозы, осадконакопление, Тихий океан, потепление, похолодание, водные массы

Проанализированы данные по видовому составу раковин планктонных фораминифер (ПФ) в кампанских осадках, вскрытых шестью скважинами в низких палеоширотах Тихого океана. Для каждого разреза определен тип танатоценоза ПФ и установлена принадлежность районов к той или иной климатической зоне. Выяснилось, что в изученной акватории климат оставался ровным и прохладным на протяжении большей части кампанского времени. Характерные для позднего кампана резкие климатические колебания не выявлены.

Акватория, простирающиеся от 5° ю.ш. до 15° с.ш. (здесь и далее имеются в виду палеошироты [1, 2]), включает в себя Срединно-Тихоокеанические горы, поднятия Шатского и Хесса. Кампанские отложения вскрыты в этом регионе шестью скважинами глубоководного бурения – DSDP Sites: 171, 305, 310, 313, 463, 465. Из кернов этих скважин автором отобрано 208 образцов. Образцы переданы комитетом «Curatorial Advisory Board» по проекту бурения: Deep Sea Drilling Project. В каждом образце изучен систематический состав планктонных фораминифер (ПФ), что позволило подразделить разрез на четыре временных среза, соответствующие по стратиграфической шкале [3] фазам: *Globotruncanita elevata* (ранний кампан), *Contusotruncana plummerae* (средний кампан), *Radotruncana calcarata* (начало позднего кампана) и основание фазы *Gansserina gansseri* (конец позднего кампана). В процессе исследования все виды ПФ, в соответствии с нашей методикой [4] подразделены на три климатические группы. Для каждого разреза был определен тип танатоценоза (подсчитывалось процентное соотношение раковин видов, относящихся к разным климатическим группам), использовались собственные данные изотопно-кислородного анализа [5, 6]. Эта работа последовательно выполнялась для каждого временного среза, начиная с самого позднего.

Выяснилось, что в конце позднего кампана в районе Срединно-Тихоокеанических гор (скв. 313, 463) комплекс ПФ содержит десять видов, относящихся к субтропической группе, среди них доминируют раковины видов: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. linneiana* (Orbigny), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer). Общая численность раковин субтропической группы составляет от 39 до 42%. Достаточно широко распространены виды тропической и умеренной групп. Раковины последних (скв. 313) имеют численность 13%, а представители тропической группы – 16%. В скважине 463 численность раковин видов тропической группы возрастает до 17%, а умеренной снижается до 11%. Танатоценоз, развитый в изученных скважинах, принадлежит к промежуточному типу. В самом южном разрезе (скв. 171) выявлен переходный к тетическому подтип танатоценоза, а в разрезе скважин 465 (поднятие Хесса) и 305 (поднятие Шатского) – теплобореальный подтип.

Исследование среза начала позднего кампана показало, что все разрезы характеризуются весьма разнообразными комплексами ПФ. Повсеместно доминируют виды субтропической группы. Их состав обогащается видами *Globotruncana bulloides* Vogler, *G. orientalis* El Naggar, *G. stephensoni* Pessagno, *G. hilli* Pessagno, *Globotruncanita lapparenti* Brotzen, *Radotruncana subspinosa* (Pessagno), *Ventilabrella monuelensis* Martin, *V. riograndensis* Martin. Суммарная численность их раковин составляет 65%. Раковины видов умеренной и тропической групп представлены приблизительно одинаковым количеством экземпляров. Такие комплексы ПФ типичны для промежуточного типа танатоценоза. В южной части изучаемой акватории (скв. 171 и 463) на смену промежуточному приходит тетический тип танатоценоза. В самом северном разрезе (скв. 310) танатоценоз начинает приобретать черты теплобореального: численность раковин видов умеренной группы возрастает до 40%, а тропическо – падает до 3%.

В среднем кампане чистый промежуточный танатоценоз выявлен только в отложениях, вскрытых скв. 305. В районе палеоэкватора (скв. 313 и 463) был развит переходный от тетического к промежуточному подтип танатоценоза, в районе скважины 171 – тетический. В южной части поднятия Хесса (скв. 310) господствовал теплобарийальный подтип танатоценоза.

Срез раннего кампана отличается от выше описанного только тем, что в отложениях, вскрытых скважиной 313, выявлен промежуточный тип танатоценоза.

На основании пространственного распространения танатоценозов для изучаемых срезов были выделены климатические зоны. Подробная характеристика выделенных зон и танатоценозов дана в работе [4, 7].

#### АНАЛИЗ КАРТ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В течение кампанского века практически по всему изученному региону

простиралась промежуточная климатическая зона.

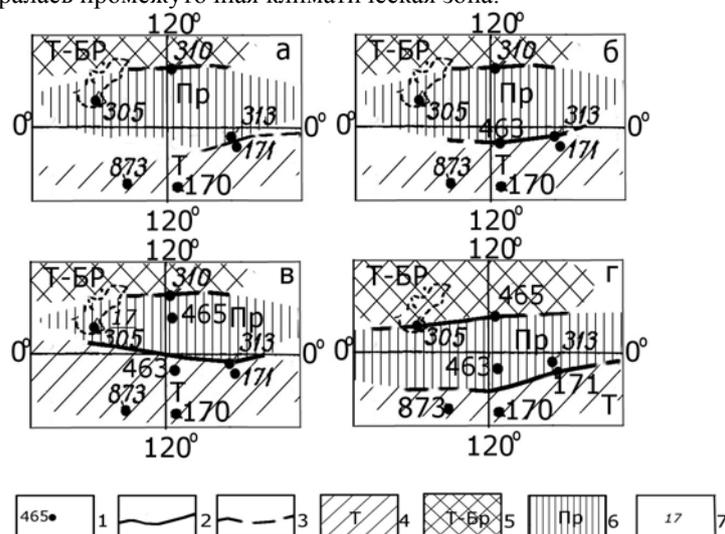


Рисунок. Климатическая зональность в раннем (а), среднем (б), начале позднего (в), конце позднего кампана (г): 1 – скважины глубоководного бурения; 2, 3 – границы климатических зон: 2 – достоверные, 3 – гипотетические; 4–6 – климатические зоны: 4 – тетическая, 5 – теплобореальная, 6 – промежуточная; 7 – палеотемпературы

В раннем и среднем кампане она занимала акваторию от 5° ю.ш. до 10° с.ш. Согласно данным изотопно-кислородного анализа – температура поверхностных не превышала оценку 17°C [6]. Это не характерно для столь низких широт. В других акваториях в районе палеоэкватора в рассматриваемый временной период [7–9] господствовала тетическая климатическая зона. Особенно широко и повсеместно она распространилась в период кратковременного кампанского потепления, зафиксированного разными исследователями [2–5] и многими другими для разных акваторий Мирового океана. В конце позднего кампана (основание фазы *Gansserina gansseri*) на смену кратковременному потеплению повсеместно приходит кампан–маастрихтское похолодание, называемое пограничным событием (СМВЕ). Позднекампанское похолодание зафиксировано данными В.Н. Беньямовского с соавторами [10]. Согласно нашим данным [4], это похолодание продолжилось и усилилось в маастрихте. Однако эти два явления проявились в низких широтах Тихого океана очень слабо и сглажено. В начале позднего кампана незначительно потеплело только в западной части Срединно-Тихоокеанических гор. Южная граница промежуточной зоны сместилась к экватору всего на 2°. В восточной части

Срединно-Тихоокеанических гор, а так же на поднятиях Шатского и Хесса в начале позднего кампана продолжала существовать промежуточная климатическая зона. Позднекампанское похолодание незначительно проявилось в северной части акватории на поднятиях Шатского и Хесса. Там теплобореальная подзона пришла на смену промежуточной зоне. Северная граница последней сместилась к палеоэкватору на 5°. Это незначительное похолодание на поднятии Шатского зафиксировано группой исследователей [6, 11].

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы о климатических условиях, которые были развиты в низких широтах Тихого океана в кампане.

1. Климат в кампане, согласно реконструкциям по ПФ и палеотемпературным оценкам, был аномально мягким и однородным. Характерные для позднего кампана климатические колебания (кратковременное резкое потепление, сменяющиеся длительным похолоданием) проявились в низких широтах Тихого океана в весьма незначительной степени.

2. На протяжении всего кампана в изученном регионе существовали условия, характерные для промежуточной климатической зоны. Температура поверхностных вод не превышала оценку 17°C даже в районе палеоэкватора. Это климатическое явление можно считать нетипичным и даже аномальным для столь низких широт.

3. В низких широтах южного полушария было теплее, чем в северном.

4. Кратковременное потепление в начале позднего кампана затронуло только небольшую акваторию в югозападной части Срединно-Тихоокеанических гор.

5. Относительное похолодание наметилось в конце позднего кампана только в самой северной части изучаемого региона (поднятия Шатского и Хесса), что тоже не характерно. В других, ранее изученных акваториях кампан–маастрихтское похолодание, называемое пограничным событием (СМВЕ) проявлялось бурно. Границы всех климатических зон смещаются к экватору.

Автор выражает глубокую благодарность комитету «Curatorial Advisory Board» за передачу образцов кернов глубоководного бурения, без которых данная работа была бы невозможна.

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0128-2021-0005).

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
2. Scotese C.R., Gahagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstructions of the

- Cretaceous and Cenozoic ocean basins // *Tectonophysics*. 1988. № 155. P. 27–48.
3. Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters on Stratigraphy*. 2015. V. 48. № 1. P. 47–90.
  4. Соколова Е.А. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам М.: ВИНТИ, 1998. N 1351-B 98. 174 с.
  5. Zakharov Y.D., Popov A.M., Shigeta Y, Smyshlyayeva O.P, Sokolova E.A., Nagenndra R, Velivetskaya T.G., Afanasyeva T.B. New Maastrichtian oxygen and carbon isotope record: Additional evidence for warm low latitudes // *Geosciences Journal*. 2006. V. 10. № 3. P. 339–359.
  6. Захаров Ю.Д., Соколова Е.А., Смышляева О.П., Шигэта Я., Танабэ К., Маэда Х., Веливецкая Т.Г., Попов А.М., Игнатъев А.В., Афанасьева Т.Б. Новые данные по изотопам кислорода и углерода органических карбонатов и проблема парадоксально низких изотопных палеотемператур тропиков в маастрихте // *Тихоокеанская геология*. 2004. Т. 23. № 4. С. 54–72.
  7. Соколова Е.А. Климатическая зональность Южного полушария в кампанское время по данным изучения планктонных фораминифер // *Океанологические исследования*. 2019. Т. 47. № 4. С. 128–142.
  8. Соколова Е.А. Позднекампанское похолодание в Мексикано – Карибском регионе (по данным фораминиферного анализа) // *Материалы XXIII Международной школы по морской геологии*. М.: 2019. Т. 1. С. 203–207.
  9. Falzoni F., Petrizzo M.R., Clarke L.J., MacLeod K.G., Jenkyns H.C. Longterm Late Cretaceous oxygen- and carbon-isotope trends and planktonic foraminiferal turnover: A new record from the southern midlatitudes // *GSA Bulletin*. 2016. V. 128. P. 1725–1735.
  10. Беньямовский В.Н., Алексеев А.С., Подгаецкий А.В., Овечкина М.Н., Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Пронин В.Г. Верхний кампан – нижний маастрихт севера Ростовской области. Статья 2. Условия осадконакопления и палеогеография // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2014. Т. 22. № 5. С. 77–96.
  11. Jung C., Voigt S., Friedrich O. High-resolution carbon-isotope stratigraphy across the Campanian– Maastrichtian boundary at Shatsky Rise (tropical Pacific) // *Cretaceous Research*. 2012. V. 37. P. 177–185.

The data on the species composition of planktonic foraminifera (PF) shells in Campanian sediments recovered by six boreholes in low paleolatitudes of the Pacific Ocean are analyzed. For each section, the type of PF thanatocenosis was determined and the region's belonging to one or another climatic zone was established. It turned out that in the studied area, the climate remained even and cool throughout most of the Campanian time. Sharp climatic fluctuations characteristic of the late Campanian were not revealed.

**Сорокин В.М., Янина Т.А.**

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

**Глубоководные карангатские отложения Черного моря**

**Sorokin V.M., Yanina T.A.**

(Lomonosov Moscow State University)

**Deep-sea Karangatian deposits of the Black Sea**

Ключевые слова: Черное море, глубоководная впадина, карангат, осадки

Изучены несколько разрезов верхнечетвертичных осадков с континентального склона и его подножия, в которых вскрыты межледниковые карангатские слои, представленные сапропелем и слоями с кокколитофорами. Их возраст установлен по присутствию средиземноморского вида кокколитов *Gerphugosarps caribbeanica* и морского комплекса диатомовых водорослей. На основе сходства разрезов карангатских и голоценовых морских осадков и направленного их изменения во времени можно прогнозировать развитие Черного моря при переходе к новому циклу оледенения.

Карангатская эпоха Черного моря приходится на последний межледниковый (микулинский, эмский, рис-вюрмский) период Европы. В это время достигнут максимальный уровень Мирового океана и внутренних европейских морей. Многочисленными исследованиями установлено, что черноморский бассейн в условиях связи со Средиземным морем был самым теплым, соленым (до 30‰), высоким (+10 м) водоемом с наиболее разнообразным растительным и животным миром и застойным газовым режимом водной толщи.

Карангатские отложения изучаются более 100 лет. Они описаны в береговых террасах и скважинах в Болгарии, на Украине, Крымском и Таманском полуостровах, на кавказском побережье и в Колхидской низменности, а также на шельфе и в скважинах DSDP в котловине Черного моря. Однако за пределами шельфе осадки карангатского возраста изучены слабо за исключением упомянутых глубоководных скважин.

В разрезах 5 грунтовых колонок, отобранных на континентальной окраине Кавказа между Геленджиком и Батуми на глубинах от 230 до 1900 м, под новоэвксинскими слоями нами были вскрыты осадки карангатского возраста. Наиболее полный разрез получен с глубоководного конуса выноса р. Шахэ. Верхняя часть карангатского горизонта (интервал 204–280 см) состоит из пачки ритмично переслаивающихся плотной серой глины, тонкослоистого кокколитового ила белого цвета и прослоев и линз черного песка турбидитового генезиса. В низах разреза (интервал 280–312 см) залегает зелено-серый ил, обогащенный органическим веществом (сапропель), с тонкими белыми слоями известкового (арагонит) ила.

В составе остатков фитопланктона в кокколитовом иле определен

океанический вид *Gephyrocapsa caribbeanica*, а среди диатомовых водорослей морские виды *Thalassiosira nitzschioides*, *T. decipiens*, *T. oestrupii*, *T. eccentrica*, *Coscinodiscus ganischii*, *C. gigas*, *C. gonesianus*, *C. perforatus*, *C. radiatus*, *Cocconeis scutellum*, *Grammatophora hamulifera*, *G. serpentine*. В других разрезах были вскрыты части карангатского слоя, содержащие тот же вид кокколитофорид.

Сравнение изученных нами разрезов с разрезом карангатских осадков из скважины 379 DSDP из восточной впадины, а также с разрезами голоценовых морских осадков Черного моря (древнечерноморский сапропель и тонкослоистый кокколитовый ил с *Emiliana huxleyi*) показывает почти полную их литологическую идентичность. Это подразумевает одинаковую эволюцию седиментогенеза в позднечетвертичные межледниковые эпохи, отразившую возникновение развития во времени связи со Средиземным морем. В то же время глубоководные разрезы дают меньше информации для палеогеографических реконструкций, чем их мелководные аналоги.

The composition, structure and conditions of accumulation of interglacial Karangatian sediments from the Caucasian continental margin were studied. Their fundamental similarity with similar sediments of well 379 DSDP and Holocene marine formations of the Black Sea has been established.

**Стародымова Д.П., Новичкова Е.А., Кравчишина М.Д.,  
Соломатина А.С., Сломнюк С.В.**

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

**Оценка элементного состава донных осадков на основе  
данных непрерывного сканирования кернов и стандартных  
методик химического анализа**

**Starodymova D.P., Novichkova E.A., Kravchishina M.D.,  
Solomatina A.S., Slomnyuk S.V.**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Evaluation of the elemental composition of bottom sediments  
based on data from continuous core scanning and standard  
methods of chemical analysis**

Ключевые слова: донные осадки, хемотратиграфия, логгер кернов, РФА, хребет Мона

Колонка 5536, отобранная на хребте Мона (Северная Атлантика), была исследована с помощью сканера кернов. Одновременно изучался макроэлементный состав донных осадков методом РФА с дискретностью 10 см. Сигнал, полученный с помощью логгера, согласуется с дискретными данными. Литологические особенности влажного осадка оказывают влияние на относительную интенсивность пиков отдельных элементов, измеренных с помощью сканера кернов. Вычислены коэффициенты пересчета для оценки элементного состава осадков по данным сканера.

Геохимические данные обеспечивают дополнительную информацию для проведения реконструкции условий окружающей среды прошлого [1]. Большую популярность приобретает сканирование колонок донных осадков с помощью автоматизированных систем комплексных исследований кернов [2–4], которые позволяют получать непрерывную съемку многих параметров, в том числе и геохимических данных на основе рентгенофлуоресцентного (РФ) датчика. Вместе с тем оценка элементного состава на основе сканирования остается трудноразрешимой задачей, поскольку содержания элементов, измеренные на основе сканирования влажных кернов, могут значительно отличаться от данных полученных традиционными методами с высушиванием и растиранием осадка [3].

В данной работе исследована колонка донных осадков АМК5536, отобранная с помощью гравитационной трубки большого диаметра в ходе 68-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2017 г. Место пробоотбора находится на сочленении хребта Мона и хребта Книповича. Общая длина колонки составляет 437 см. На борту судна колонка разделена

продольно пополам, литологически описана, определены цвет и влажность осадка. Одна половина колонки отобрана с дискретностью 1 см, другая часть (архивная) запакована в ненарушенном виде и хранилась при +3°C. Сканирование архивной части керна проводилось в ИО РАН системой комплексного исследования кернов MSCL-XYZ, оснащенной РФ датчиком Geotek. Данные сканирования были вычищены – удалены данные с краев секций колонок, на которых был получен искаженный сигнал из-за плохого прилегания датчика к образцу. Осадки из разрезанной части колонки были отобраны с дискретностью 10 см, были высушены, измельчены до состояния пудры, макроэлементный состав был измерен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на приборе Спектроскан МАКС-GVM, также в этих пробах были определены содержания органического и карбонатного углерода на экспресс-анализаторе АН-2 (аналитик Демина Л.В.).

На интервале 437–414 см осадки представлены пелитовыми илами зеленовато-серого цвета с редкими включениями раковинного детрита. До горизонта 351 см осадки представлены илом темно-оливкового до темно-серого цвета с включениями карбонатного материала (обломки раковин и крупных фораменифер). На горизонте 378–370 см присутствует линза рыхлого крупнозернистого базальтового стекла, практически без примесей другого материала, что, скорее всего, свидетельствует о подводном извержении. На горизонте 351–345 см цвет осадков меняется на желтово-коричневый, остаются включения раковинного детрита. Далее осадки представлены алевритовыми и пелитовыми илами оливкового и оливково-коричневого цвета с включениями комков более плотного темно-серого алевритового ила. Карбонатный материал отсутствует. На отдельных горизонтах встречаются зерна песка и гравия, пятна ожелезнения. В верхних 49 см появляется раковинный детрит.

На рисунке 1 приведено сопоставление сигналов, полученных с РФ-датчиков (которые выражены в импульсах), и вертикального распределения содержаний отдельных элементов. Сигналы отдельных элементов, как и их содержания, распределены по колонке неравномерно. В целом есть соответствие между пиками отдельных элементов и их содержанием в сухом осадке. На протяженных участках колонки есть совпадение трендов изменчивости сигнала и содержания, однако на отдельных участках присутствует разрыв между сигналом и содержанием. Ограничимся рассмотрением только нескольких элементов, которые наиболее часто применяются для хемотратиграфии донных осадков: Al, Si, Ca, Ti, Mn, Fe. Коэффициенты корреляции между РФ-сигналом и содержанием отдельного элемента составляют 0,43 (Al); 0,50 (Si); 0,72 (Ca); -0,34 (Ti); 0,64 (Mn); 0,27 (Fe). При удалении из выборки точки, характеризующий состав базальтового прослоя (которая является «отскоком» для данной выборки) коэффициенты корреляции становятся равными 0,37 (Al); 0,37 (Si); 0,75

(Ca); 0,24 (Ti); 0,66 (Mn); 0,77 (Fe). Таким образом, наиболее выраженная линейная зависимость между значениями РФ-сигнала и содержания элемента в образце получена для Ca, Mn, Fe.

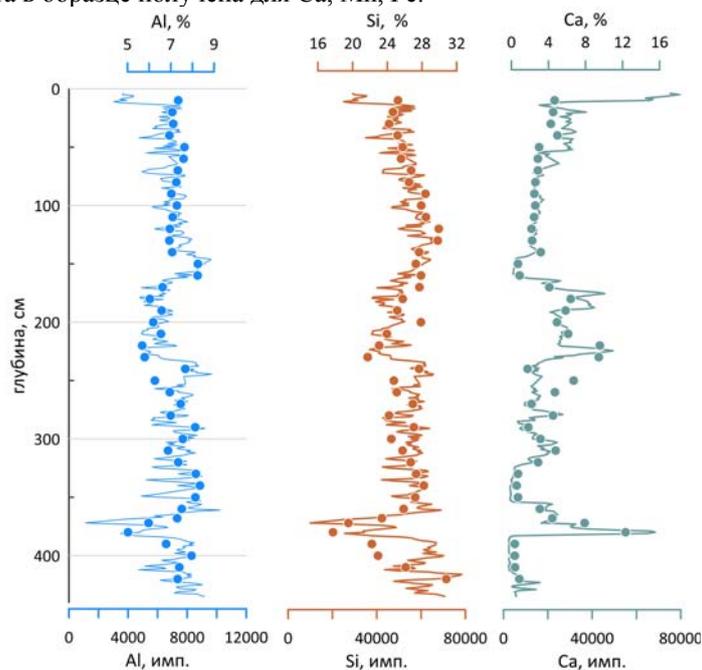


Рис. 1. Вертикальная изменчивость содержаний элементов и величины РФ-сигнала по данным сканера кернов

Были вычислены «коэффициенты пересчета» (КП), равные отношению величины РФ-сигнала элемента к содержанию этого элемента в соответствующем горизонте. Величина КП может служить для калибровки для дальнейшей оценки элементного состава осадка по уровню РФ-сигнала. Препятствием для прямого пересчета РФ-сигнала в содержание может служить нелинейный характер отношений этих величин. Отклонение от линейности может быть обусловлено содержанием влаги в осадке, а также другими литологическими особенностями, минеральным составом и пр. Для оценки влияния различных факторов на величину КП были вычислены коэффициенты корреляции между влажностью, содержанием  $C_{орг}$  и  $C_{карб}$  и величинами КП для разных элементов. Отметим, что базальтовый прослой был исключен из этих расчетов, поскольку величины КП для всех элементов в этом прослое значительно отличались от остальной колонки. Кроме того, были вычислены коэффициенты корреляции между величинами КП разных элементов.

Величины КП для Al, Si, Ti и Fe находятся в тесной корреляционной связи друг с другом – коэффициенты парной корреляции для этих величин составляют 0,8–0,9, что говорит о том, что факторы, влияющие на величину КП для этих элементов схожи.

Выявлены отрицательные корреляции между величинами КП Ti и Fe и содержанием влаги в пробе (коэффициент корреляции для обоих элементов равны  $-0,42$ ). Для остальных элементов корреляции незначимы. Значимых корреляций между величиной КП и содержанием  $C_{орг}$  и  $C_{карб}$  не выявлено. Для учета литологического состава колонка донных осадков была разделена на три участка: 0–49, 49–345, 345–437 см. Базальтовый прослой исключен из рассмотрения по вышеозначенным причинам. Такое деление позволило выделить участки с близкой к линейной зависимостью между КП и содержанием Al и Si. Таким образом, для пересчета величины РФ-сигнала в содержания элементов, были рассчитаны КП, разные для литологически неоднородных участков колонки. Для Ti и Fe кроме того была введена поправка на содержание влаги в осадке. Соотношение пересчитанных из данных РФ-сканера и измеренных РФА содержаний приведены на рис. 2.

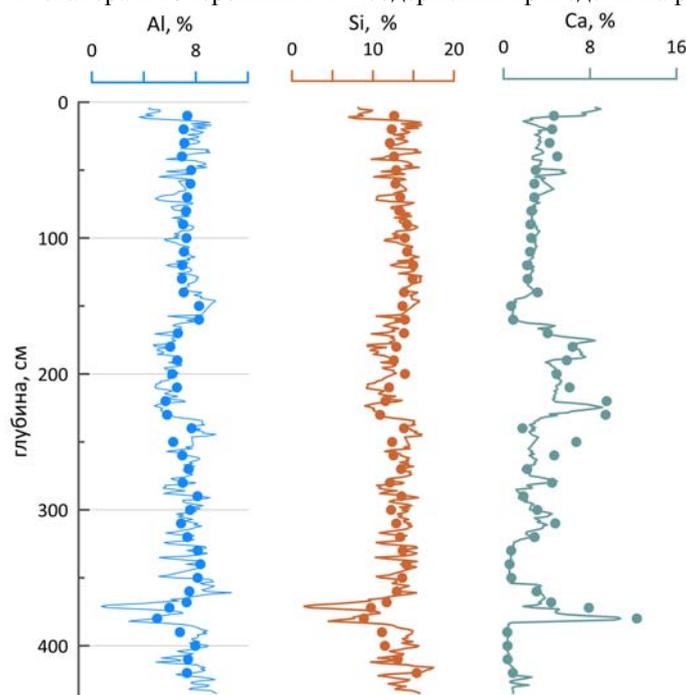


Рис. 2. Вертикальное распределение содержаний элементов, измеренных в сухом осадке (точки) и пересчитанных по данным сканера кернов (линии)

Таким образом, данные по составу донного осадка, полученные с помощью сканера кернов, согласуются с составом, который определяли традиционным рентгено-флуоресцентным анализом после высушивания и растирки образцов. При пересчете данных сканирования важно вводить поправку на литологический тип и влажность осадков, что позволяет выделить участки линейной зависимости между РФ-сигналом и содержанием элемента в сухих пробах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 20-17-00157).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Calvert S.E., Pedersen T.F. Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application // Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography / C. Hillaire-Marcel, A. De Vernal (eds). Developments in Marine Geology. Amsterdam: Elsevier. 2007. V. 1. P. 567–644.
2. Bertrand S., Hughen K., Giosan L. Limited Influence of Sediment Grain Size on Elemental XRF Core Scanner Measurements // Micro-XRF Studies of Sediment Cores / I.W. Croudace, R.G. Rothwell (eds.). Springer, 2015. P. 473–490.
3. Weltje G.J., Bloemsmá M.R., Tjallingii R., Heslop D., Röhl U., Croudace I.W. Prediction of geochemical composition from XRF core scanner data: a new multivariate approach including automatic selection of calibration samples and quantification of uncertainties // Micro-XRF Studies of Sediment Cores / I.W. Croudace, R.G. Rothwell (eds.). Springer, 2015. P. 507–534.
4. Richter T.O., Gaast S. van der, Koster B., Vaars A., Gieles R., Stigter H.C. de, Haas H. de, Weering T.C.E. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments // New Techniques in Sediment Core Analysis / Rothwell R.G. (Ed.). Geological Society, London, 2006. Special Publications. V. 267. P. 39–50.

Core 5536 from the Mohn Ridge (North Atlantic) was analyzed with a core scanner. At the same time, the major element composition of bottom sediments was studied using the XRF method with step 10 cm. The signal obtained with the logger is consistent with the discrete data. The lithological characteristics of the wet sediment affect the relative intensity of the peaks of the individual elements measured with a core scanner. The conversion factors are calculated for assessing the elemental composition of sediment using the scanner data.

**Тихонова А.В.**

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

**Современные комплексы бентосных фораминифер  
Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых**

**Tikhonova A.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Modern assemblages of benthic foraminifera of the East  
Siberian Sea and the Laptev Sea**

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, метан, метановые сипы, Восточно-Сибирское море, море Лаптевых, биоразнообразии

В поверхностном слое осадков (0–1 см) 31-ой станции изучалось распределение комплексов бентосных фораминифер (БФ), методом фиксации и окраски проб производилось определение «живых» раковин для определения видового разнообразия и изучения влияния на них разгрузки метана.

В рамках 78-го и 82-го рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2019, 2020 гг.) в том числе, были отобраны осадки с шельфа Восточно-Сибирского моря (с глубин 38–45 м) – 8 станций и моря Лаптевых (глубины 24–250 м) – 23 станций (рисунок). Из-за сокращения площади ледового покрова стало возможным провести исследование современных комплексов бентосных фораминифер (БФ) (верхнего слоя осадков 0–1 см.) Восточно-Сибирского моря, сравнить их с комплексами моря Лаптевых, а также изучить их в местах активной разгрузки метановых сипов.

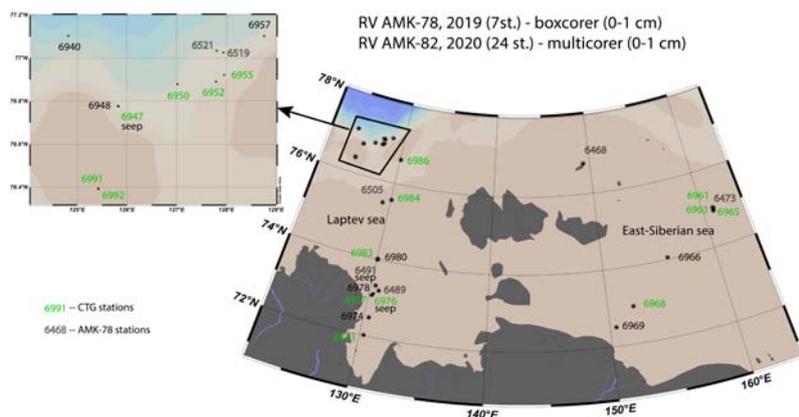


Рисунок. Карта распределения исследуемых станций.

Для исследования современных комплексов БФ использовалась фиксация и окрашивание спиртовым раствором бенгальского розового осадков, отобранных с поверхности разреза, поднятого при помощи boxcoeger и multicoger, с последующим изучением во фракции >63 мкм. Образцы были отобраны как с «фоновых» станций (без видимой активности метановых сипов), так и непосредственно в сипах – станции 6491 и 6976. Также был использован новейший метод окрашивания живых раковин в поверхностном слое осадков – Cell Tracker Green (CTG) для 16 проб (см. рис.), вследствие окрашивания этим методом, «живая» раковина излучает свет под флюоресцентном светом.

Для Восточно-Сибирского моря характерно преобладание «живых», окрашенных раковин БФ. Их количество достигает 84% – 289 штук от общего числа подсчитанных раковин в пробе. Характерны виды: *Textularia torquata* (до 45%), *Elphidium* sp. (до 14.85%), *Ammotium cassis* (до 15%), *Globocassidulina subglobosa* (до 18.5%). Для моря Лаптевых так же характерно преобладание «живых», окрашенных раковин БФ. Их количество достигает 85% – 342 штуки от общего числа посчитанных раковин. Характерны виды: *T. torquata* (до 35%), *A. cassis* (до 39%), *Miliolinella subrotunda* (43%), *E. excavatum f. clavatum* (до 23%).

В районе видимой разгрузки метана (ст. 6491) комплекс БФ сильно отличается резким сокращением численности и количеством видов – всего насчитано 25 раковин, из которых 14 (56%) «живых», и всего 9 видов против 19 на станции 6489, находящейся вблизи сипа. В осадках станции 6491 наблюдается растворение раковин *Elphidiella groenlandica*, что, скорее всего, связано с разгрузкой метана.

Интересной особенностью является наличие морфологических изменений и отклонений у видов *Elphidium* spp., *Buccella* sp. в Восточно-Сибирском море, что требует дополнительных исследований.

В арктической зоне нашей страны в последние годы все сильнее проявляется реакция криолитозоны на текущие изменения климата. Это характерно не только для обширных пространств суши, находящихся в зоне распространения многолетней мерзлоты, но и для шельфовых морей. Деградация многолетней мерзлоты на шельфе превращает Восточно-Сибирское море и соседнее море Лаптевых в потенциально сильнейшие источники поступления метана в атмосферу [1]. Дальнейшее исследование современных комплексов бентосных фораминифер и их реакции на текущие условия среды помогут дать ответ на вопрос о характере, динамике и интенсивности подобных процессов в недалеком прошлом и, возможно, дать прогноз на будущее.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИО РАН №0128-2021-0006 и РНФ 21-17-00235

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O., Sergienko V., Lobkovsky L., Dudarev O., Tumskey V., Grigoriev M., Mazurov A., Salyuk A., Ananiev R., Koshurnikov A., Kosmach D., Charkin A., Dmitrevsky N., Karnaukh V., Gunar A., Meluzov A., Chernykh D. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // Nature Communications. 2017. V. 8. 15872.

The distribution of the benthic foraminifera assemblages was studied in the surface layer of marine sediments of the East Siberian and Laptev Seas in order to determine the species diversity, determine the "living" shells and study the effect of methane discharge on them.

**Щепелев Ф.С.<sup>1,2</sup>, Мурдмаа И.О.<sup>1</sup>, Иванова Е.В.<sup>1</sup>,  
Борисов Д.Г.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; e-mail: Shch\_fed@mail.ru; <sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва)

**Литолого-фациальный анализ современных осадков в  
руслах каньонов на континентальном склоне аргентинской  
Патагонии (юго-западная Атлантика)**

**Shchepelev F.S.<sup>1,2</sup>, Murdmaa I.A.<sup>1</sup>, Ivanova E.V.<sup>1</sup>,  
Borisov D.G.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Litological and facial analysis of quaternary sediments in  
canyon beds on the continental slope of Argentine Patagonia  
(southwestern Atlantic)**

Ключевые слова: осадконакопление, гравитационные потоки, придонные течения, контуриты, четвертичные отложения, гранулометрия

Целью данной работы является изучение изменчивости вещественного и гранулометрического составов донных отложений в поперечных сечениях четырех каньонов системы Альмиранте Браун (также известной как система Патагония) в пределах террасы Перито-Морено. Результаты были использованы для реконструкции процессов предположительно современного осадконакопления в каньонах, для определения источников осадочного материала, для изучения активности переноса осадочного материала гравитационными потоками через каньоны, а также для выявления активных и пассивных каньонов.

Одна из наиболее характерных особенностей морфологии дна на континентальном склоне и шельфе юго-западной части Атлантического океана – широкое развитие подводных каньонов, по которым гравитационные потоки транспортируют в глубоководные районы океана большие объемы осадочного материала с суши [1]. Континентальный склон Аргентинской Патагонии является уникальной природной лабораторией для изучения взаимодействия придонных течений и гравитационных потоков. Помимо двух крупных систем каньонов, обрамленных зонами разломов, континентальный склон осложнен четырьмя крупными контуритовыми террасами, на которых предыдущие исследования выявили вытянутые вдоль склона валоподобные дрифты и эрозионные каналы [2, 3]. Несмотря на высокую степень изученности данного района сейсмоакустическими методами, вещественный и гранулометрический состав донных осадков остается мало исследованным.

Цель данной работы состоит в изучении изменчивости вещественного и

гранулометрического состава осадков на поперечных разрезах через четыре каньона системы Алмиранте Браун (также известной, как система Патагония) в пределах террасы Перито Морено. На основании полученных результатов выполнена реконструкция процессов предположительно современного осадконакопления в каньонах, определены источники осадочного материала; исследована активность переноса осадочного материала гравитационными потоками по каньонам, выявлены активные и пассивные каньоны.

Объектом исследования в данной работе являются четыре каньона системы Алмиранте Браун, обозначенные номерами #1, #2, #3А/#3В, #4 согласно [4, 5] (рисунок). Начало всех каньонов находится вблизи бровки шельфа, на континентальном склоне, разгрузка происходит, по всей вероятности, на террасе Пьедра Буэна [4, 5]. Мощные придонные течения Верхних циркумполярных глубинных вод, проходящих с юга на север, играют важнейшую роль в переносе осадочного материала на террасах Перито Морено и Пьедра Буэна. Материалом для данной работы послужили пробы донных осадков, отобранные в интервале глубин от 1300 до 2200 м на 21 станции с помощью дночерпателя «Океан 0.25» в 79-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2020 г.) и 53-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2017 г.), а также сейсмоакустические записи сверхвысокого разрешения, полученные с помощью параметрического профилографа «SES 2000 deer» в 53-м рейсе НИС «Академик Иоффе» [6, 7]. Вещественный состав осадков изучался в сфер-слайдах под поляризационным микроскопом и во фракции >0.1 мм под бинокулярным микроскопом. Гранулометрический состав донных отложений исследовался для валовых проб осадков (21 проба) на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SHIMADZU SALD 2300 в ИО РАН и АО ИО РАН.

Каньон № 1 имеет V-образную форму, ширину 4500 м в верхней части сечения и максимальную относительную глубину 420 м. На северном борту каньона в районе дна (1850 м) наблюдается уступ с уклоном в сторону оси каньона около 10°. Отложения каньона преимущественно представлены мелко-среднезернистыми песками (0.5–0.1 мм), в которых присутствуют многочисленные планктонные фораминиферы, особенно это заметно на бортах каньона, где их количество в образце достигает 50–70%. Данная фракция составляет >60% процентов от дночерпательной пробы. Исключением является проба со дна каньона (ст. 6726), где галечный материал вовсе отсутствует, доля крупнозернистых песков возрастает до 55%, и фораминиферы почти отсутствуют. Для осадков каньона 1 характерно высокое содержание раковин фораминифер и обломков различной донной фауны с карбонатным скелетом. В южной его части встречается обилие обломков скелетов одиночных кораллов, губок и мшанок, в средней – креветок, кораллов и серпулид, в северной – кораллы, мшанки, серпулиды, креветки, губки, гастроподы, двустворчатые

моллюски. Отложения террасы вне пределов первого каньона, в основном, представлены кварцем (40–50%) и глауконитом (35–40%). Отложения склона каньона, преимущественно, представлены фораминиферами (50–70%) с примесью глауконит (10–20%) – кварцевого песка (15–25%). Отложения дна каньона состоят на 50% из кварцевых зерен и на 30% из глауконитовых (глауконитовый песок).

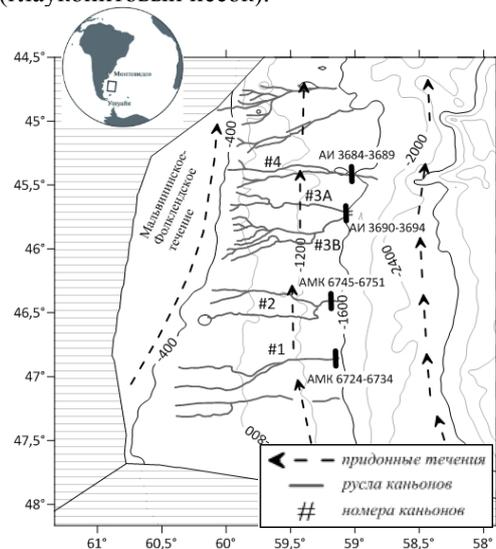


Рисунок. Батиметрическая карта с расположением четырех каньонов системы Алмиранте Браун и их ответвлений. На врезке показан район работ в Южной Атлантике [7]

Каньон № 2 имеет в сечении V-образную форму, ширину 3600–3800 м и относительную глубину 300–330 м. На южном борту наблюдаются 2 крутых уступа. Первый уступ с уклоном 55–60° выявлен на глубине 1790–1700 м. Выше борт каньона выполаживается до 5°, а в интервале глубин 1600–1580 м прослеживается второй уступ с уклоном 52–57°. Отложения каньона представлены средне-мелкозернистыми песками с многочисленными планктонными фораминиферами, данная фракция составляет 60–90% от пробы. Фауна каньона 2 относительно первого малочисленна, на северном борту каньона присутствуют единичные одиночные кораллы, на южном борту встречаются останки колониальных кораллов и губок, на склоне южного борта имеются многочисленные обломки фауны: брахиоподы, мшанки, баянусы, кораллы, ежи (во фракциях >2 мм, 2–0.5 мм). Отложения террасы вне пределов второго каньона неоднородны. Южный борт, преимущественно, представлен кварцем (45%) и глауконитом (30%). В то время как на северном борту отложения представлены фораминиферами

(40%) и кварцем (всего до 35%) с примесью глауконита (25%). Склоны второго каньона представлены фораминиферами (40%) с кварцем (от 20 до 30%) и в тех же порядках глауконитом (20–25%). На поверхности дна вновь начинает преобладать кварц (40%) с крупным количеством аксессуариев (30%) (обломки комков глин с карбонатным цементом).

Каньон № 3. Сейсмоакустическим профилем пересечен участок, где каньоны 3А и 3В находятся очень близко друг к другу. Каньон № 3 имеет U-образную форму. Относительные глубины 200 м (русло 3В) и 400 м (русло 3А). Русла разделены между собой пологим переходом с уклоном около 1–3°. Каньон представлен мелко-среднезернистыми песками с многочисленными планктонными фораминиферами. Крупная фракция (>2 мм) представлена галечным материалом. Также присутствует довольно значительный процент силта, достигающий 30–50% в обоих руслах. Фауна каньона малочисленна, на южном борту встречаются единичные обломки ежей, одиночных/колониальных кораллов и мшанок, на возвышенности между каньонами #3А и #3В и в северном каньоне встречаются одиночные/колониальные кораллы и обломки неопределенной фауны. Отложения террасы вне пределов третьего каньона сложены, преимущественно, кварцевым (49%) и фораминиферовым (33%) материалом. Склон каньона – продолжение Фона (отложения вне пределов террасы). Дно каньона, в основном, представлено фораминиферами (53%) и кварцем (30%).

Каньон № 4 на сейсмопрофиле имеет самую большую относительную глубину 680–730 м. Он характеризуется V-образной формой с ассиметричными бортами, уклон более крутого северного борта составляет 17°, а южного пологого – 1–8°. Максимальный уклон достигается ближе к бровке южного борта, а на глубине 1850 м наблюдается его выполаживание 0.1–1° на протяжении 2 км. Отложения каньона представлены, как и в предыдущих случаях, мелко-среднезернистыми песками, присутствуют многочисленные планктонные фораминиферы. Фауна каньона малочисленна, на южном борту встречаются единичные обломки ежей, одиночных кораллов, на склоне северного борта помимо одиночных кораллов встречаются единичные обломки брахиопод. Отложения террасы вне пределов четвертого каньона однородны. Северный борт, преимущественно, представлен кварцем (65–70%) и глауконитом (18%). Склон каньона сложен кварцем (40–45%) и фораминиферами (25–40%). По вещественному составу дно является продолжением склонового сегмента.

Процесс осадконакопления в пределах каждого из каньонов довольно уникальный. В каньонах (особенно #1 и #2) наблюдается обилие разного рода фауны, вероятно, эти биогенные накопления (в прошлом холодноводные кораллы) процветали благодаря воздействию течений, которые концентрируют питательные вещества на участке рифа. Рост биогермы на верхнем континентальном склоне может быть вызван

подъемом богатых питательными веществами вод и связанным с этим цветением планктона при вторжении Фолклендского/Мальвинского течения на внешний шельф [5]. На каньонах #2, #3, #4 заметна асимметрия бортов, связанная с двумя глобальными факторами: 1) действует активная эрозия, направленная преимущественно на южные борта; 2) вероятно воздействие придонных течений северного направления на южные (ближние) склоны.

По литологическому составу отложения на фоновой поверхности террасы Перито Морено представлены терригенными-низкокарбонатными либо терригенными осадками; на склонах каньонов – терригенно-биогенными карбонатными и терригенными низкокарбонатными осадками; поверхность дна сложена терригенными осадками в каньонах #1, #2 и терригенно-биогенными карбонатными осадками в каньонах #3 и #4.

Работа выполнена в рамках Госзадания (тема № 0128-2021-0006).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Shepard F.P., Dill R.F. Submarine Canyons and Other Sea Valleys. Chicago, Ill.: Rand McNally, 1966. 381 p.
2. Rebesco M., Camerlenghi A., Van Loon A.J. Contourite research: a field in full development // *Contourites: Developments in Sedimentology* / Rebesco M., Camerlenghi A. (Eds.). Elsevier, Oxford, 2008. V. 60. P. 3–17.
3. Faugères J.C., Gonthier E., Stow D.A.V. Contourite drift moulded by deep Mediterranean outflow // *Geology*. 1984. V. 12. P. 296–300.
4. Lastras G., Acosta J., Muñoz A., Canals M. Submarine canyon formation and evolution in the Argentine Continental Margin between 44°30'S and 48°S // *Geomorphology*. 2011. V. 128. P. 116–136.
5. Muñoz A., Cristobo J., Rios P. et al. Sediment drifts and cold-water coral reefs in the Patagonian upper and middle continental slope // *Marine and Petroleum Geology*. 2012. P. 70–82.
6. Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г. и др. Изучение латеральной седиментации в западной Атлантике в 53-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 6. С. 1001–1003.
7. Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О. и др. Исследование современной латеральной седиментации на континентальном склоне Аргентины в 79-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 6. С. 987–989.

The aim of this work is to study the variability of the material and particle size distribution of sediments in cross sections through four canyons of the Almirante Brown system (also known as the Patagonia system) within the Perito Moreno terrace. The results were used to reconstruct the processes of presumably modern sedimentation in the canyons, to determine the sources of sedimentary material, to study the activity of sedimentary material transport by gravity flows through the canyons, and to identify active and passive canyons.

**Яковичина Е.В.<sup>1</sup>, Бордунов С.И.<sup>1,2</sup>, Краснова Е.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: yakovishina@mail.ru; <sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва)

**Событийные уровни мелового климатического оптимума  
Северо-Западного Кавказа**

**Yakovishina E.V.<sup>1</sup>, Bordunov S.I.<sup>1,2</sup>, Krasnova E.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Geological Institute RAS, Moscow)

**Event levels of the Cretaceous climatic optimum North-West  
Caucasus**

Ключевые слова: Кавказ, верхний мел, карбонаты, изотопы углерода и кислорода.

Результаты геохимического изучения турон-коньякских отложений Абинского района Северо-Западного Кавказа, представленных ритмично построенной карбонатной толщей, позволили выявить важные изменения абиотических событий на протяжении этого интервала. На фоне высоких температур зафиксированы импульсы похолодания.

В отложениях натухайской свиты (K<sub>2</sub>nt) (верхний турон-коньяк) в разрезе отработанного карьера севернее станицы Шапсугская был изучен изотопный состав δ<sup>18</sup>O и δ<sup>13</sup>C. Район исследований относится к складчато-аллохтонной Новороссийско-Лазаревской зоны Большого Кавказа. В ее строении принимают участие ритмично построенные относительно глубоководные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения. Циклическое строение верхнемеловых толщ указывает на периодические колебания уровня моря [1].

Результаты интерпретации колебаний значений δ<sup>18</sup>O и δ<sup>13</sup>C на изотопных кривых помогают установить резкие отклонения измеряемых значений, что, в свою очередь, позволяет определить температурные флуктуации, а также колебания биопродуктивности пелагиали. Исследуемый среднетурон-раннеконьякский интервал до недавнего времени представлялся как один из самых теплых эпизодов фанерозойского эона на основании соотношений изотопов кислорода и Mg/Ca в раковинах фораминифер [2]. Однако на основе данных по значениям δ<sup>18</sup>O документально показано несколько значительных похолоданий климата в позднем туроне [3]. Некоторые авторы предполагают существование ледников в этом временном интервале [2]. Показано, что в пределах бассейнов Западной и Центральной Европы существовали два этапа позднетуронского похолодания, которому способствовала высокая вулканическая активность [4]. Флуктуации климата на протяжении средней части турона-коньяка предполагаются также на основе анализа фораминиферовых ассоциаций на весьма обширных территориях [5].

Аналитические исследования проводились на геологическом факультете

МГУ имени М.В. Ломоносова. Методом изотопного анализа кислорода и углерода были изучены 22 образца на масс-спектрометре “Delta V Advantage”. Расчет палеотемператур произведен с использованием уравнение Эпштейна [6] с измененными температурными коэффициентами, рассчитанными для лабораторного неорганического осаждения кальцита [7]. Для пересчета использовалась формула:

$$T = 16.9 - 4.38 (\delta) + 0.1 (\delta^2), \text{ а } \delta = \delta_c - \delta_w;$$

где  $T$  – температура в °C,  $\delta$  – разница значения  $\delta^{18}\text{O}_c$  образца пород относительно стандарта VPDB и значения  $\delta^{18}\text{O}_w$  (стандартное среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  океанической воды для условий высоких широт свободных от льда в интервале позднего мела в ‰. Установлено, что для позднего мела в условиях высоких широт свободных от льда данное значение  $\delta\text{O}_w = -1\text{‰}$  [8]).

Увеличение содержания  $\delta^{13}\text{C}$  в изученных образцах свидетельствует об увеличении роли органического вещества в бассейне, так как живые организмы для фотосинтеза используют легкий изотоп  $\text{C}^{12}$ , а тяжелый изотоп  $\text{C}^{13}$  остается в воде и идет на постройку карбонатов, т.е. чем больше  $\delta^{13}\text{C}$ , тем выше была биопродуктивность бассейна.

В результате проведенных исследований получены значения распределения изотопов кислорода и углерода в изученном разрезе. По ним построены изотопные кривые и произведен расчет палеотемператур (рисунок). Изотопная хемотратиграфия на основе кривой изменений значений  $\delta^{13}\text{C}$  на протяжении позднего мела достаточно хорошо разработана и изотопные события могут быть прослежены на значительные расстояния [3, 9–11]. В турон-коньякском разрезе Шапсугского карьера по изменениям изотопной кривой и абсолютным значением  $\delta^{13}\text{C}$  определены интервалы, которые можно сопоставить с рядом изотопных событий, выделенных в европейских разрезах соответствующего возраста [3, 10, 11]. В характеристике зон исследованного разреза учитывались абсолютные значения промиллей (‰), их изменения, максимумы и минимумы значений на изотопной кривой. Зона 1 имеет значения  $\delta^{13}\text{C}$  1.87–2.60‰ VPDB и соответствует локальному максимуму на кривой  $\delta^{13}\text{C}$  в конце среднего турона [10, 11]. Граница между зонами 1 и 2 соответствует локальному минимуму и сопоставляется с границей среднего и верхнего турона. Зона 2 имеет значения  $\delta^{13}\text{C}$  1.9–3.18‰ VPDB и сопоставлена с максимумом, соответствующим середине верхнего турона. Этот максимум имеет наибольшее значение  $\delta^{13}\text{C}$  в интервале турона и коньяка и называется «верхнетуронским событием» или также как событие Hitch Wood Event, или Nuhphantoceras Event [3, 11]. Выделенная зона 3 имеет средние значения  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.84 до 2.21‰ VPDB и соответствует концу верхнего турона. Зона 4 характеризуется увеличением значений  $\delta^{13}\text{C}$ . Эту смену тенденций изменения кривой значений  $\delta^{13}\text{C}$  связывают с границей туронского и коньякского ярусов [10, 11]. Данное событие на границе ярусов называют

«навигационным событием» (Navigation Event) [10, 11].

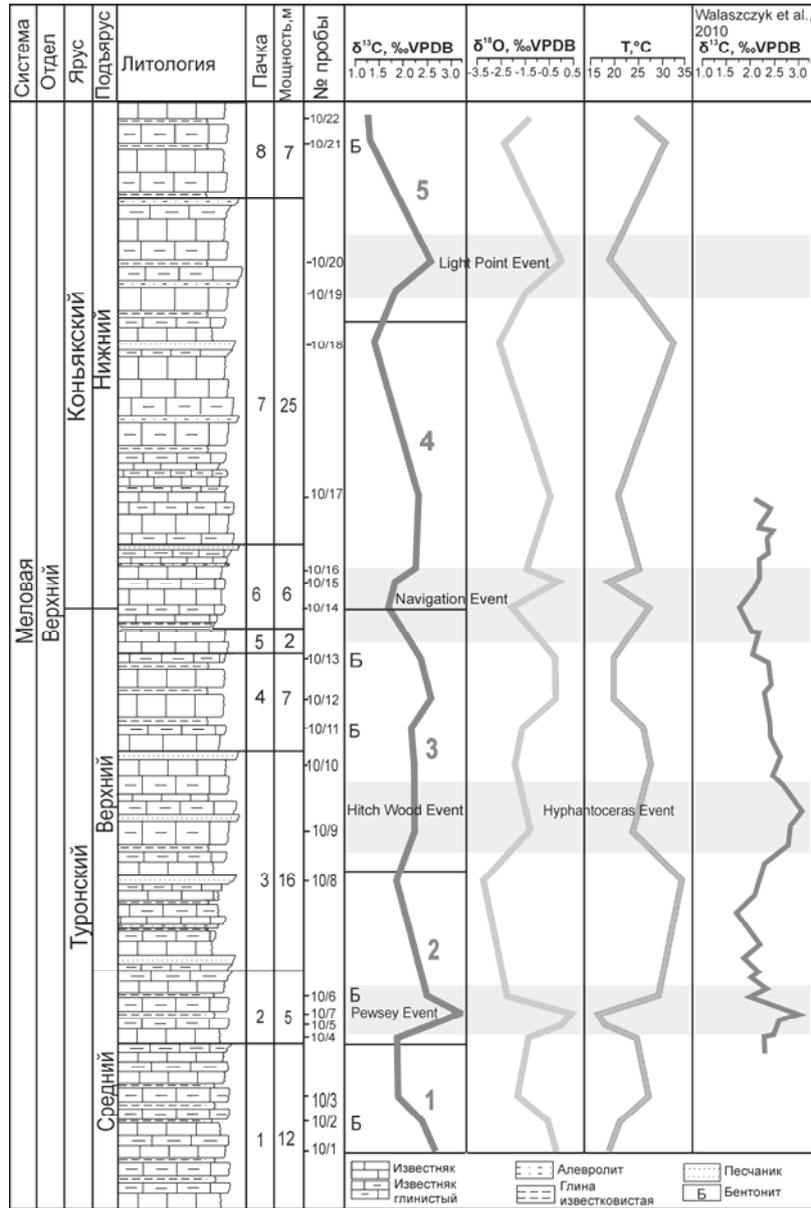


Рисунок. Изотопные кривые  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  и палеотемпературная кривая: Б – прослой бентонитовых глин; 1–5 – изотопные зоны  $\delta^{13}\text{C}$ .

Зона 4 с повышенным фоном значений  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.61 до 2.58‰ VPDB соответствует нижнему коньяку. Зона 5 по характеру распределения значений  $\delta^{13}\text{C}$  1.24–1.29‰ VPDB также сопоставлена с нижним коньяком. Подобные изменения изотопных значений углерода наблюдаются и в западноевропейских разрезах [3, 10, 11].

Таким образом, на основе анализа изменений значений изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$  в разрезе натухайской свиты Шапсугского карьера и построения изотопной кривой удалось детализировать стратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений и наметить положение границ туронского и коньякского ярусов, а также среднего и верхнего турона (см. рис. 1).

Изотопная кривая показывает, что содержание  $\delta^{18}\text{O}$  уменьшается с увеличением температуры. Кроме того, наблюдается довольно резкое изменение значений  $\delta^{13}\text{C}$ , а их увеличение в разрезе коррелируется с уменьшением палеотемператур. Наибольшее значение  $\delta^{13}\text{C}$  соответствует температурному минимуму, наблюдаемому в данном разрезе. Вероятно, колебания значений  $\delta^{13}\text{C}$  на кривой связаны с изменением гидродинамики палеобассейна и его биопродуктивности. Увеличение показателей  $\delta^{13}\text{C}$  связаны с повышением биопродуктивности в бассейне на фоне пониженных температур. Соотношение значений изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  показывает, что накопление осадков происходило в морском бассейне с нормальной соленостью. Экспериментальные результаты на основе кривой распределения значений палеотемператур показали, что на протяжении турон-коньякского интервала они варьировали от 16°C до 33°C. Среднее значение для изученного интервала 23°C. Максимальное значение палеотемператур наблюдалось в конце позднего турона. Данному событию предшествовала минимальная величина температуры воды. Возможно это связано с апвеллингом глубинных водных масс, что резко увеличило бы биопродуктивность и нашло отражение в зафиксированном максимуме значения  $\delta^{13}\text{C}$ . В коньякское время количество эпизодов понижения температур увеличилось, что соответствует общей тенденции некоторого понижения температуры в этом интервале [5]. В целом, экскурсы величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  хорошо согласуются с литологическими особенностями пород и изменениями в составе микробиоты вмещающих их отложений.

На основе изменений значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  на изотопных кривых для данного разреза удалось выделить событийные уровни, фиксирующие климатические флуктуации и колебания биопродуктивности поверхностных вод. Изменение значений палеотемпературной кривой отражает субглобальные флуктуации климата и позволяет коррелировать эти уровни с другими разрезами Перитетиса.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 18-05-00495-а, 18-05-00503-а, 19-05-00361-а).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Haq B.U., Huber B.T. Anatomy of a eustatic event during the Turonian (Late Cretaceous) hot greenhouse climate // *Sci. China Earth Sci.* 2017. V. 60. P. 20–29.
2. Bornemann A., Norris R. D., Friedrich O. et al. Isotopic evidence for glaciations during the Cretaceous supergreenhouse // *Science*. 2008. V. 319. P. 189–192.
3. Voigt S., Flögel S., Gale A.S. Mid-latitude shelf seas in the Cenomanian-Turonian greenhouse world: temperature evolution and North Atlantic circulation // *Paleoceanography*. 2004. 19. P. 1–17.
4. Wiese F., Voigt S. Late Turonian (Cretaceous) climate cooling in Europe: Faunal response and possible causes // *Geobios*. 2002. V. 35. № 1. P. 65–77.
5. Huber B.T., MacLeod K.G., Watkins D.K., Coffin M.F. The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate // *Global and Planetary Change*. 2018. V. 167. P. 1–23.
6. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A. et al. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // *Geological Society of America Bulletin*. 1953. V. 64 (11). 1315 p.
7. Kim S.T., O'Neil J. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. № 16. P. 3461–3475.
8. Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analysis in DSDP Sites 277, 279, and 280 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 29: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office*, 1975. P. 743–755.
9. Jenkyns H.C., Gale A.S., Corfield R.M. Carbon and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance // *Geological Magazine*. 1994. V. 131. P. 1–34.
10. Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new  $\delta^{13}\text{C}$  carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) // *Geological Magazine*. 2006. V. 143. P. 561–608.
11. Walaszczyk I., Wood C.J., Lees J.A. et al. The Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Słupia Nadbrzeżna river cliff section (Central Poland): a proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Coniacian Stage (Upper Cretaceous) // *Acta Geologica Polonica*. 2010. V. 60 (4). P. 445–477.

The results of the geochemical study of the Turonian-Coniacian deposits of the Abinsky region of the North-West Caucasus, represented by a rhythmically layered carbonate strata, allowed us to identify important changes in abiotic events during this interval. Against the background of high temperatures, cooling pulses were recorded.

**Янина Т.А.<sup>1,2</sup>, Сорокин В.М.<sup>1</sup>, Романюк Б.Ф.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия, e-mail: paleo@inbox.ru; <sup>2</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия; <sup>3</sup>АО Моринжгеология, г. Рига, Латвия, e-mail: office.Riga@morinzheologia.lv)

**Система Каспия в динамике природной среды эпохи МИС 5**

**Yanina T.A.<sup>1,2</sup>, Sorokin V.M.<sup>1</sup>, Romanjuk B.F.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University; <sup>2</sup>Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk; <sup>3</sup>Morinzheologia, Riga)

**System of the Caspian Sea under environment dynamics of the MIS 5**

Ключевые слова: поздний плейстоцен, МИС 5, изменения климата, Каспий, палеогеография, корреляция

В динамичных климатических условиях эпохи МИС 5 в Каспии установлены малая позднехазарская и гирканская трансгрессии, тесно связанные с глобальными и региональными изменениями климата и вызванными ими палеогеографическими событиями в водосборном бассейне и на окружающих Каспий территориях.

Эпоха, отвечающая МИС 5, характеризовалась динамичными климатическими условиями. Межледниковье (эмское, микулинское) Международной стратиграфической комиссией сопоставляется с МИС 5e, его продолжительность оценивается интервалом 128–115 тыс. лет назад (л.н.). Однако возраст границ (и продолжительность) межледниковья является дискуссионной проблемой: в ряде публикаций межледниковье включает не только МИС 5e, но и 5d, или даже всю стадию МИС 5. Kukla et al. [1] предложили считать теплый период, выделенный по разрезам западной Европы, как эмское межледниковье *sensu stricto* (s.s.), а интервал существования термофильной лесной растительности в юго-западной и южной Европе - как эмское межледниковье *sensu lato* (s.l.).

Исследователи, принимающие точку зрения об эмском (микулинском) межледниковье, как отвечающему МИС 5e, сложный в климатическом отношении интервал, отвечающий МИС 5d-a, относят к ледниковой эпохе. В региональных схемах Европейской части России интервалы МИС 5d-a и МИС 4 относятся к ранневалдайскому оледенению. Интервал МИС 5d-a включает курголовское похолодание (5d), верхневолжский (крутицкий) интерстадиал (5c), лапландское похолодание (5b) и круглицкий интерстадиал (5a) [2]. Некоторые исследователи [3, 4] считают, что этот интервал следует выделять в качестве самостоятельного этапа, например, зовалдая. Мы его относим к переходной (межледниковье – оледенение) климатической эпохе.

В Каспийском море в начале позднего плейстоцена реконструирована позднехазарская трансгрессивная эпоха, включающая две трансгрессивные

стадии – позднехазарскую и гирканскую. Позднехазарский трансгрессивный бассейн имел максимальный уровень около –10 м. Это был тепловодный бассейн, о чем свидетельствует состав малакофаунистического комплекса, основу которого составляют крассоидные дидакны (характерные виды *D. nalivkini* и *D. surachanica*), обладающие большими размерами и массивностью раковин. Широкое распространение в опресненных районах Северного Каспия *Corbicula fluminalis*, ныне обитающих лишь в южных районах Каспийского региона, подтверждает этот вывод. Его соленость была выше солености современного Каспия: от 10–12‰ в Северном до 14–15‰ в Южном Каспии. Пыльцевые спектры указывают на теплый сухой климат [5, 6]. Позднехазарская трансгрессия сменилась снижением уровня. Об этом свидетельствуют перерывы в морском осадконакоплении, отраженные в береговых разрезах и в строении осадочной толщи в Северном Каспии. В настоящее время нет данных, по которым можно было бы судить о масштабе снижения уровня.

Гирканский трансгрессивный этап установлен Г.И. Горецким [7] и Г.И. Поповым [8]. Большинство авторов его существование было отвергнуто. Анализ материалов бурения позволил нам подтвердить существование гирканского бассейна. Его фаунистический облик определялся совместным нахождением “хвальноподобной” фауны *Didacna subcatillus*, *D. cristata*, и редких представителей позднехазарской фауны. Бассейн был опреснен и по размерам превосходил позднехазарский. Палиноспектры указывают на некоторое похолодание и увлажнение климата [9].

Согласно урано-иониевым датировкам, возраст позднехазарского трансгрессивного этапа 127–122 тыс. л.н. при датировании всей эпохи в 127–76 тыс. л.н. [10]. В разрезе Средняя Ахтуба (Нижнее Поволжье) ОСЛ (метод оптически стимулированной люминесценции) возраст континентальных осадков, отвечающий позднехазарскому и гирканскому этапам развития Каспия, определен в рамках всей стадии МИС 5 [11]. В эпоху калининского оледенения (МИС 4) в Каспии развивалась ательская регрессия.

Таким образом, в межледниковье Каспий трансгрессировал незначительно, на отрицательных отметках уровня (малая трансгрессия). В условиях похолодания в переходную к оледенению эпоху в нем развивалась гирканская трансгрессия. Судя по строению и палеонтологическому содержанию верхнеплейстоценовых отложений Манычской депрессии, гирканские воды имели сток в Понт. Возраст гирканского пролива оценивается ОСЛ методом в  $107 \pm 7$  тыс. л.н. [12]. Одной из причин гирканской трансгрессии, вероятно, мог быть сток с севера Европейской России ледниково-подпрудных вод через Кельтминскую палеодолину, реконструированный для второй половины МИС 5 около 90(100)–110 тыс. л.н. [13].

Интересно сопоставление развития изолированного от океана хазарского бассейна Каспия с Понтом, связанным с океаном через систему проливов. В начале позднего плейстоцена в Черном море развивалась крупная межледниковая трансгрессия с наивысшими в неоплейстоцене уровнем (на 6–7 м выше современного) и соленостью (до 30‰). Трансгрессия развивалась двумя стадиями – собственно карангатской и тарханкутской, охарактеризованными фаунистическими комплексами, в составе которых различно содержание стеногалинной и эвригалинной групп моллюсков. Серия торий-урановых датировок трансгрессии располагается в интервале 140–70 тыс. л.н., ЭПР датировки лежат в интервале 127–121 тыс. л.н. [14]. Согласно ОСЛ данным, ранняя стадия трансгрессии развивалась в интервале 131–120 тыс. л.н.; поздняя протекала в период 120–100 тыс. л.н. [15].

Тарханкутская стадия охарактеризована фаунистическим комплексом, в составе которого средиземноморская малакофауна бедного видового состава, без галофильных элементов, с господствующими *Cerastoderma glaucum* и *Abra ovata*. Бассейн находился внутри контуров современного Черного моря. Его соленость, очевидно, не превышала 14–15‰. В тарханкутском бассейне были распространены каспийские виды *Didacna cristata*, *D. subcatillus*, *D. ex gr. protracta*, расселившиеся на ограниченных участках [16, 17].

Г.И. Поповым [8] определены два этапа ингрессии карангатского моря, во втором из них ингрессия увеличилась. По-видимому, одновременным более раннему этапу был залив позднехазарского бассейна, имевшего низкие отметки уровня. Второму этапу ингрессии отвечало развитие гирканской трансгрессии, образовавшей залив в долине Восточного Маныча. В эпоху снижения уровня карангатского бассейна и сокращения ингрессионного залива в пролив ингрессировали гирканские воды, вместе с которыми расселились *Didacna cristata*, *D. parallella*, *D. subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*. Это подтверждает гирканский пролив в эпоху похолодания на переходном этапе от микулинского межледниковья к валдайскому оледенению.

Можно заключить, что палеогеографические события в Каспии в эпоху МИС 5 тесно связаны с глобальными изменениями климата и с палеогеографическими событиями (также вызванными климатическими изменениями), происходившими на территории водосборного бассейна, в Понте и Маныче. Влияние на состояние уровня Каспия имели ледниково-межледниковые события горных территорий, определяющие сток водотоков и региональные изменения климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 21-18-00552).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kukla G., McManus J.F., Rousseau D.-D., Chuine I. How long and how stable

was the last interglacial? // *Quaternary Science Reviews*. 1997. V. 16. P. 605–612.

2. Палеоклиматы и палеоландшафты внутропического пространства Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.

3. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Холмовой Г.В. Календарно-событийная стратиграфия позднего неоплейстоцена // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 143–145.

4. Шик С.М. Неоплейстоцен Центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2014. Т. 22. № 2. С. 108–120.

5. Абрамова Т.А. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений западного побережья Каспийского моря // *Комплексные исследования Каспийского моря*. Вып. 3. М.: МГУ, 1972. С. 134–146.

6. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФАН СССР, 1986. 135 с.

7. Горецкий Г.И. О гирканском этапе в истории Прикаспия // *Новости нефтяной техники*. 1957. № 6. С. 3–5.

8. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

9. Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // *Вестник Московского университета*. Серия 5: География. 2014. № 3. С. 3–9.

10. Shkatova V.K. Paleogeography of the late Pleistocene Caspian basins: Geochronometry, paleomagnetism, paleotemperature, paleosalinity and oxygen isotopes // *Quaternary International*. 2010. V. 225. P. 221–229.

11. Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. и др. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // *Вестник Московского университета*. Серия 5: География. 2017. № 1. С. 21–29.

12. Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А., Борисова О.К. Гирканский этап в позднплейстоценовой истории Маньчской депрессии // *Вестник Московского университета*. Серия 5: География. 2018. № 3. С. 77–88.

13. Panin A., Astakhov V., Komatsu G. et al. Middle and late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 201. P. 103069.

14. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.

15. Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.С. и др. Возраст карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // *Вестник Московского университета*. Серия 5: География. 2019. № 6. С. 29–40.

16. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия,

палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 264 с.

17. Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф., Янина Т.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений участка Таманского шельфа // Геология морей и океанов. Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ИОРАН, 2019. Т. 1. С. 29–33.

In the dynamic climatic conditions during the MIS 5 epoch, the small Late Khazarian and Hircanian transgressions were established in the Caspian Sea. They were closely related to global and regional climate changes and the paleogeographic events they caused in the catchment basin and on the surrounding Caspian territories.

**Янина Т.А.<sup>1</sup>, Сорокин В.М.<sup>1</sup>, Романюк Б.Ф.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия, e-mail: paleo@inbox.ru; <sup>2</sup>АО Моринжгеология, г. Рига, Латвия, e-mail: office.Riga@morinzheologia.lv)

**Понто-Каспий в эпоху межстадиального потепления МИС 3**

**Yanina T.A.<sup>1</sup>, Sorokin V.M.<sup>1</sup>, Romanjuk B.F.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University; <sup>2</sup>Morinzheologia, Riga)

**Ponto-Caspian during the interstadial epoch MIS 3**

Ключевые слова: поздний плейстоцен, МИС 3, межстадиальное потепление, Черное море, Каспий, палеогеография, корреляция событий

В первую половину межстадиального потепления МИС 3 в котловинах Понта и Каспия продолжали существовать озерные бассейны, начало которым было положено в ледниковую эпоху МИС 4. Во вторую половину МИС 3 в Понте развивалась сурожская трансгрессия с отрицательными отметками уровня. Высказано предположение о стоке ее вод в Мраморное море; поступления морских вод не было. В Каспии получила развитие первая стадия хвалынской трансгрессии. Открытие Маньчского пролива пока под вопросом.

Понто-Каспий включает Каспийское море (изолированный бассейн), Азово-Черноморский бассейн (имеющий периодическую связь с Мировым океаном) и Маньчскую депрессию (периодически пролив между Каспием и Понтом). На развитие этой природной системы влияет множество факторов. Цель данной работы – выявление взаимосвязей между изменениями климата и колебаниями уровня бассейнов Понто-Каспия и развитием их природной среды в эпоху межстадиального потепления позднего плейстоцена МИС 3, 60–25 тыс. л.н.

В Каспии в первую половину эпохи МИС 3 развивалась ательская регрессия, начавшаяся в эпоху калининского оледенения МИС 4. В толще каспийских отложений в Северном Каспии она выражена палеодепрессиями и врезами, четко проявляющимися на сеймостратиграфических профилях. Органические остатки в них соответствуют озерным и водно-болотным условиям пресноводных либо опресненных солоноватых водоемов. Палинологические материалы свидетельствуют о разнообразии ландшафтных обстановок в Северном Прикаспии: от лесных с преобладанием хвойных пород до перигляциальных лесостепных [1]. Методом ОСЛ завершающий этап регрессии датирован в  $48.68 \pm 3.10$  тыс. лет [2]; радиоуглеродным ( $^{14}\text{C}$ ) методом для него получены даты в интервале 44.40–41.80 тыс. л.н. [1], что отвечает первой половине внутривалдайского межстадиального потепления. На основании того, что в основании ательской толщи в Прикаспии ярко выражены мерзлотные клинья, глубоко секущие нижележащие (отвечающие МИС 5) отложения, можно сделать вывод о начале накопления субаэральных ательских образований в холодную (ледниковую) эпоху МИС 4, и о времени

проявления регрессии в Каспии в период МИС 4 – МИС 3 (первая половина).

Во вторую половину эпохи МИС 3 по материалам бурения в Северном Каспии нами установлен самый ранний хвалынский трансгрессивный бассейн [3]. В составе его фауны *Didacna subcatillus*, *D. zhukovi*, *D. parallela*. Судя по габитусу моллюсков, бассейн был умеренно тепловодным. Многочисленные радиоуглеродные датировки показали интервал его развития от 37 тыс. л.н. (вторая половина межстадиала МИС 3) до LGM (МИС 2) [3].

В Понте в ледниковую эпоху МИС 4 развивалась послекарангатская регрессия, уровень которой установлен на отметках –80 – –100 м [4]. Виды диатомей засвидетельствовали их принадлежность к холодным слабо минерализованным водоемам [4]. Произошло значительное похолодание климата, на что указывают спорово-пыльцевые комплексы, отвечающие сухим холодным степям в Причерноморье [5]. Нами выполнен анализ керн рядя скважин, пробуренных на шельфе Черного моря на удалении около 12 км к югу от Таманского полуострова [6]. Глубина моря здесь составляет 22.2–22.6 м. Согласно данным радиоуглеродного датирования, посткарангатские отложения (оторфованные суглинки), вскрытые скважинами, имеют возраст от  $44160 \pm 1450$  до  $52280 \pm 2900$  лет [6], что отвечает первой половине потепления МИС 3.

Во вторую половину МИС 3 в Понте реконструирована сурожская трансгрессия [7], признаваемая далеко не всеми исследователями. Максимальный уровень бассейна оценивается в –25 – –20 м [7]. Осадки этого трансгрессивного бассейна обнаружены на шельфе современного Черного моря [4]. Спорово-пыльцевые спектры в осадках кернов указывают на потепление климата [5]. Время существования сурожского бассейна оценивается в 40–25 тыс. лет назад [8]. Спорным является вопрос об открытии проливов и влиянии средиземноморских вод на сурожский бассейн. Ответ на этот вопрос может дать реконструкция палеообстановки в Мраморном море в эпоху МИС 3.

Мраморное море, которое называют «воротами» между Средиземным и Черным морями, является важным палеогеографическим элементом, предоставляющим доказательства взаимодействия этих бассейнов в палеовремени. Согласно опубликованным материалам [9], озерные условия существовали в нем и в МИС 4, и в МИС 3, когда уровень Океана поднялся достаточно высоко. Очевидно, порог Дарданеллы в то время был выше, что препятствовало ингрессии морских вод в котловину Мраморного моря. Meriç et al. [10] не исключают сброс в нее воды из сурожского бассейна Понта.

На изученном нами участке шельфа под суглинками, отвечающими эпохе новоэвксинской регрессии, залегают мелководные морские песчано-ракушечные отложения, отвечающие средневалдайскому межстадиалу. На это указывает калиброванный  $^{14}\text{C}$  возраст около 32 тыс. лет [6]. Слои

песчано-ракушечного состава с многочисленными прослоями ракушечника представляют собой пласт переменной мощности. В составе малакофауны господствуют солоноватоводные виды *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus pallasii*, *Hydrobia ventrosa*. Многочисленны обломки и целые раковины морских видов, несущие следы окатанности и цементации: *Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Paphia* sp., *Chione gallina*, *Chlamys glabra*, *Spisula subtruncata*; встречаются и целые раковины хорошей сохранности, преимущественно это эвригалинный вид *Cerastoderma glaucum*. Мы полагаем, что эти грубозернистые песчано-ракушечные отложения отвечают повышению уровня моря - сурожской трансгрессии. Ниже залегают разнофациальные фаунистически охарактеризованные карангатские осадки. Морские раковины переотложены из карангатских отложений. Присутствие «более свежих» раковин *Cerastoderma*, возможно, объясняется именно их эвригалинностью – способностью пережить условия посткарангатского регрессивного бассейна. Г.И. Поповым [7] сделано заключение о сбросе вод раннехвалынской трансгрессии в сурожский бассейн. Этим он объясняет присутствие солоноватоводных видов малакофауны в сурожских отложениях. Возрастные интервалы развития этих двух бассейнов близки. Доказательством открытия раннехвалынского пролива могут послужить находки хвалынских осадков этого возраста в Маньчжурской депрессии. Пока достоверных данных нет.

Таким образом, можно заключить:

1. В первую половину межстадиального потепления МИС 3, несмотря на подъем уровня Мирового океана, проливы Средиземное – Мраморное – Черное море были закрыты, как не было пролива и между Каспием и Понтом; в котловинах Понта и Каспия продолжали существовать озерные бассейны, начало которым было положено в ледниковую эпоху МИС 4.

2. Во вторую половину межстадиального потепления МИС 3 пролив Дарданеллы был закрыт; в Мраморном море существовал озерный режим, хотя уровень бассейна поднялся из-за увеличения приходной составляющей водного баланса, поступления морских вод в котловину Понта не было. По этой же причине в Понте посткарангатскую регрессию сменила небольшая сурожская трансгрессия с отрицательными отметками уровня. Высказано предположение о стоке ее вод в Мраморное море. В Каспии получила развитие первая стадия хвалынской трансгрессии. Открытие Маньчжурского пролива пока под вопросом.

3. Развитие озерных бассейнов в Понте и Каспии зависело от состояния приходной и расходной составляющих водного баланса каждого из них. Возможно развитие системы сточных бассейнов Хвалынский Каспий – Сурожский бассейн Понта – Мраморное море. Приток морских вод отсутствовал.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 21-44-04401).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Yanina T.A., Bolikhovskaya N.S., Sorokin V.M., Romanyuk B.F., Berdnikova A.A., Tkach N.T. Paleogeography of the Atelian regression in the Caspian Sea (based on drilling data) // *Quaternary International*. 2021. V. 590. P. 73–84.
2. Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2017. № 1. С. 21–29.
3. Bezrodnykh Yu.P., Deliya S.V., Romanyuk B.F., Sorokin V.M., Yanina T.A. New data on the Upper Quaternary stratigraphy of the North Caspian Sea // *Dokl. Earth Sci.* 2015. V. 462 (1). P. 479–483.
4. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря / ред. П.Н. Куприн. М.: МГУ, 1988. 312 с.
5. Щербаков Ф.А., Коренева Е.В., Забелина Э.К. Стратиграфия позднечетвертичных отложений Черного моря // *Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей*. М.: Наука, 1979. С. 46–51.
6. Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф., Янина Т.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений участка Таманского шельфа // *Геология морей и океанов. Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. М.: ИОРАН, 2019. Т. 1. С. 29–33.
7. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
8. Щербаков Ф.А. Отражение изменений уровня моря в разрезах позднечетвертичных морских отложений // *Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет*. М.: Наука, 1982. С. 112–120.
9. Çağatay M.N., Eriş K., Ryan W.B.F. et al. Late Pleistocene–Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara // *Marine Geology*. 2009. V. 265. P. 87–100.
10. Meriç E., Nazik A., Avşar N. et al. Fauna and flora of drilling and core data from the Iznik lake: the Marmara and the Black Sea connection // *Quaternary International*. 2018. T. 486. С. 156–184.

In the first half of the interstadial warming MIS 3, lake basins continued to exist in the Pontian and Caspian basins, which began in the ice age of MIS 4. In the second half of MIS 3 the Surozh transgression with negative level marks developed in the Pontus. It has been suggested that its waters flow into the Sea of Marmara; there was no marine water supply. In the Caspian, the first stage of the Khvalynian transgression was developed. The opening of the Manych Strait is still in question.

**Gerivani H.<sup>1</sup>, Putans V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran, Email: Gerivani@inio.ac.ir; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia)

## **Tectonic control on distribution of gas hydrates in the shallow sediments of the deep southern Caspian Basin**

Key words: Caspian Sea, Seismoturbidite, Sea-level fluctuation

Introduction: Investigation of distribution of gas hydrate is essential for assessing its volume as a future energy source and also for understanding its role in climate change and geo-hazards like seabed slope failure. Studies showed that tectonic stresses and structures control distribution of high pressure fluids and gas hydrates, their formation and migration and also characteristics of their related features in seabed sediments [1, 2].

In the Caspian Sea, all essential conditions, including favorable features of deposits, thermo-baric conditions, high concentrations of organic matter and thick clayey deposits, are ready for the formation of oceanic types of gas hydrates and also free gases in the seabed sediments. Assessing the control of tectonic structures, particularly anticline, syncline and faults, on distribution of likely gas hydrates and high pressure fluids in the deep areas of the Southern Caspian Basin is the aim of the present study that is tried by using shallow seismoacoustic data.

Physical setting of the Study area: The study area is located in the deep areas of the Southern Caspian Sea as shown in fig. 1. The South Caspian Basin is a large intermountain basin located within the Alpine– Himalayan collision zone that surrounded by the mountain ranges of the Great Caucasus, Talesh, Alborz and Kopet Dagh. According to geophysical seismic surveys, it is estimated that 25 to 30 km of sediment thickness has accumulated in the basin, mostly in the Tertiary. The majority of studies assume subduction of the South Caspian lithosphere beneath the continental lithosphere of the Middle Caspian Basin [3].

In the western side of the Southern Caspian Basin, tectonic structures are affected by the orogenic processes that built up the Caucasus fold-and-thrust belt. The folds are the common big tectonic structures in this area that has been formed from Pliocene to Present. These folds in the sedimentary cover that seem to be decoupled from the basement surface are commonly cored by mud intrusions, forming mud diapirs and mud volcanoes [4]. The presence of active oil and gas seeps and many mud volcanoes in this area suggest that high pressure hydrocarbon fluids are forming and migrating within the sediments.

Materials and methods: In this study, two seismoacoustic profiles with surveyed in the deepest part of the southern Caspian Sea (see fig. 1) were used to determine the structural architecture of sediments and to distinguish different features related to probably gas hydrates and shallow free gases in the upper 100-200 meters of seabed. In addition, characteristics of tectonic related structures

including faults and folds were considered to be studied. The profiles used in the present study were obtained by Shirshov Institute of Oceanology in 2004–2013, by single-channel seismoacoustic profiling system "GEONT" with multi-electrode sparker and parametric echo-sounding SES-2000-standard. Processing the collected single-channel seismoacoustic reflection data were done using the RadExPro program with standard algorithm including filtration (Ormsby bandpass filter), muting, and sometimes deconvolution. It should be noted that applying full processing package such as AVO analysis is not possible due to single-channel seismoacoustic data. Interpretation was performed using Kingdom software.

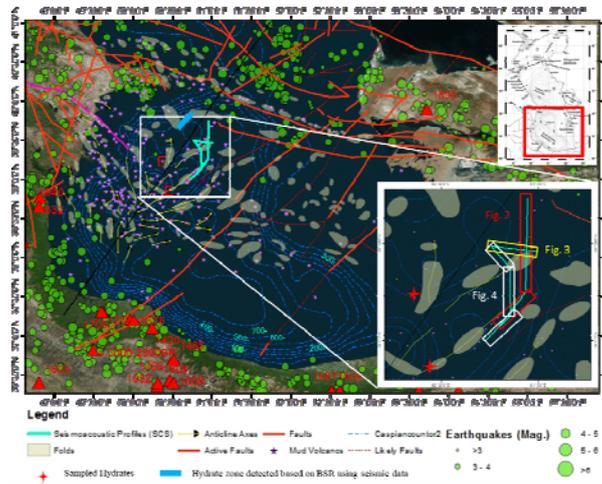


Fig. 1. The study area: here, faults and anticlines were located according to the international tectonic map of Caspian Sea, prepared by Russian Academy of Science. Earthquakes extracted from IIEES data bank. The seismic profiles used in the present study are shown on the figure.

**Results and Discussion:** On the studied seismic profiles, two anticlines can be seen that are located in the deepest part of the southern Caspian Basin and named here: Anticlines A and B (fig. 2, 4). More than two anticline structures can be seen on the seismic profiles but in fact those are just two anticlines with axes oriented NE-SW as shown on the map of fig. 1 which were recorded more than once during the survey. Anticline A once was recorded on profile 1 in N-S direction and again on profile 2, first in E-W and then in NW-SE directions. Anticline B was recorded in both profiles in NE-SW direction. Between the anticlines, a syncline structure can be seen on both profiles recorded in N-S direction (fig. 1, 2, 4). Three seismostratigraphic sequences named S1, S2 and S3 were identified on profiles.

At the SE limb of the anticline A, pockmarks and disturbed beds can be seen

(fig. 2, 3) that are related to a source of gaseous fluids accumulated in the center of a syncline formed between anticlines A and B.

Two cross-section of the syncline are presented in figures 2 and 3. An acoustically transparent zone is formed in the center of the syncline and above stratigraphic sequence 2 that disturbed completely the lower half of S1 and affected its upper half. It seems that this transparent zone is hydrate or free gas bearing sediments because of following evidences and observation:

- Mathematical modeling done by [5] showed that in this area, the upper limit of methane hydrate stability zone starts in the depth less than 100 m beneath the seabed, theoretically.
- Gas hydrate samples were collected in the south-west of this area. The locations of sampled hydrates are shown on figure 1. For the first time in 1979, gas hydrates samples were collected in the southern Caspian Sea accidentally by a bottom grab from a depth of 480 m on the Vezirov anticlinal high during an expedition of the Russian Institute of Geology and Development of Fossil Fuels. Also, gas hydrates were observed in 5 cores out of 7 recovered from the water depth of 660 m in the eastern part of the Elm mud volcano and in 19 out of 20 from water depth of 475 m in the Buzdag crater field (fig. 1) [6].
- Using multichannel seismic reflection data, geophysical evidence of gas hydrates including high velocity as compared with the surrounding sediments, a bottom-simulating reflector (BSR), strong positive polarity and negative polarity reflectors respectively at the top and base of this velocity anomaly were reported by [7] in the north-western area of the studied profiles as shown on fig. 1.
- The transparent zone is crescent-shaped in such a way that the thickest part is in the center and its thickness decreases on both sides. The zone in the southern side is ended by a local fault and a seabed mound is formed parallel to the fault where it seems to be a path for fluids to escape. The central part of the zone in the cross-section (fig. 2) is swollen most probably due to the pressure of gaseous fluids released from melted gas hydrates. In the western cross-section of syncline (fig. 4), there are two pockmarks that make proper pathways to scape released gases from melted hydrates. In contrast with the eastern cross-section, no swollen area can be seen in western one probably because the pressure of fluids decreases here due to fluid escaping from the pockmarks.
- There is a disturbed zone at the NW limb of anticline A in that stratigraphic beds are disturbed very much even down to the base of S3, with a crater on top close to apex. This feature seems to be a mud volcano with some lateral vents. It seems that the volcano had been very active in the past and its extruded materials had been accumulated at the western toe as observing in fig. 3. Stratigraphic beds of S1 lay horizontally under the accumulation of extruded materials and under these beds; a big acoustically transparent zone can be seen that is probably an accumulation of gas or gas hydrate with the same mentioned reasons. It must be noted that this volcano seems not to be active nowadays because a) measuring the physical properties of water column above this volcano showed no anomaly and

b) no hydrocarbon slicks that normally can be seen on the sea surface above mud volcanoes has not been reported yet in different studies based on satellite images (SAR usually) like the study of [8].

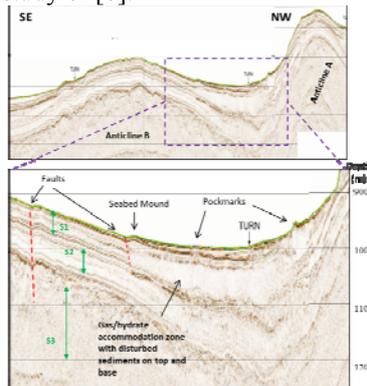


Fig. 2. Seismoacoustic cross-sections of tectonic structures in N-S direction on profile 1 with fluid related features. Green arrows show seismic sequences.

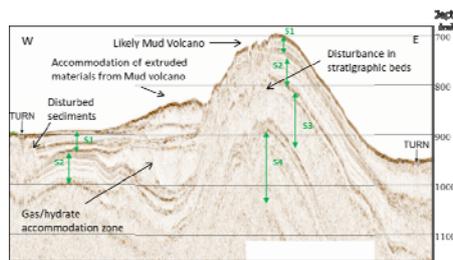


Fig. 3. Seismoacoustic cross-section of anticline A in E-W on profile 1.

**Conclusion:** Seismoacoustic data from deep southern Caspian Sea were analysed to understand the distribution pattern of gas hydrate and gasses fluids under the control of tectonic structures. Assessing the all observation and evidences of gas hydrate in the area of study, it is concluded that the observing acoustically transparent zone on the seismic profiles are probably consisted of hydrate materials. Based on the observation on the seismic profiles, in the deep areas of the Southern Caspian Basin, shallow gas hydrates forms and accumulates in the centre of synclines rather than anticlines and also the local faults can control the border of hydrate distribution zone because they prepare passways for released gases from melting hydrates to escape. The higher formation of hydrates in synchronies can be due to lower temperature and higher pressure in shallow sediments of synclines in compare to anticlines that occur because of deeper morphological position of synclines.

Authors would like to thank the Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science and also the Shirshov institute of oceanology (RAS).

Special acknowledgement for Russian Governmental program 0128-2021-0005.

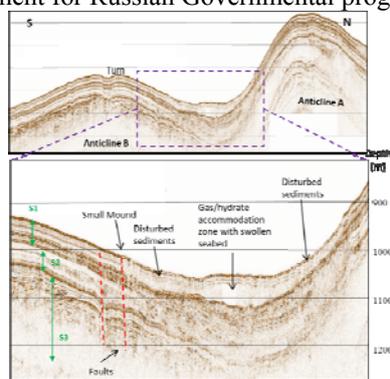


Fig. 4. Seismoacoustic cross-section of tectonic structures on profile 2.

#### REFERENCES

1. Gerivani H., Putans V.A., Merklin L.R., Modarres M.H. Characteristics of features formed by gas hydrate and free gas in the continental slope and abyssal plain of the Middle Caspian Sea // *Marine Georesources & Geotechnology*. 2021. V. 39 (4). P. 419–430.
2. Hu G., Bu Q., Lyu W. et al. A comparative study on natural gas hydrate accumulation models at active and passive continental margins // *Natural Gas Industry B*. 2021. V. 8 (2). P. 115–127.
3. English Version of Explanatory Notes of International tectonic map of the Caspian Sea region (Scale 1:2 500 000) / Khain V.Ye., Bogdanov N.A. (Eds.). Moscow: Russian Academy of Science, 2005.
4. Betancor I.S., Soto J.I. 3D geometry of a shale-cored anticline in the western South Caspian Basin (offshore Azerbaijan) // *Marine and Petroleum Geology*. 2015. V. 67. P. 829–851.
5. Gerivani H., Gerivani B. Potential map of gas hydrate formation in Caspian Sea based on physicochemical stability evaluation of methane hydrate // *Marine Georesources & Geotechnology*. 2017. V. 35 (1). P. 136–142.
6. Ginsburg G.D., Soloviev V.A. Mud volcano gas hydrates in the Caspian Sea // *Bulletin of the Geological Society of Denmark*. 1994. V. 41 (95). P. 100.
7. Diaconescu C.C., Kieckhefer R.M., Knapp J.H. Geophysical evidence for gas hydrates in the deep water of the South Caspian Basin, Azerbaijan // *Marine and Petroleum Geology*. 2001. V. 18 (2). P. 209–221.
8. Bayramov E., Kada M., Buchroithner M. Monitoring oil spill hotspots, contamination probability modelling and assessment of coastal impacts in the Caspian Sea using SENTINEL-1, LANDSAT-8, RADARSAT, ENVISAT and ERS satellite sensors // *Journal of Operational Oceanography*. 2018. V. 11 (1). P. 27–43.

**Gerivani H.<sup>1</sup>, Putans V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran, Email: Gerivani@inio.ac.ir; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia)

## **Trace of historical earthquake events on the shallow sediments of the southern Caspian Basin**

Key words: Caspian Sea, Seismoturbidite, Sea-level fluctuation

**Introduction:** Sedimentary records in offshore areas offer the potential of relatively wide spatial coverage, good preservation and long temporal span which increase opportunities for stratigraphic correlation, in compare to the land records [1]. Earthquake events usually associate with turbidite records that make it possible to detect the past events by analyzing the different chemical, physical and sedimentary properties along the seabed cores [2–3].

Earthquakes can trigger turbidity currents and submarine landslides which usually leave traces in sediment columns. So, paleo-events should be detectable by assessing these traces in sediments [1]. Here, we used three sediment cores collected in the eastern side of the southern CS to decipher mass movement events triggered by historical and paleo-earthquakes through chemical and physical analysis.

**Physical setting of the Study area:** The study area is located in the eastern side of the southern Caspian Sea as shown in fig. 1. The South Caspian Basin is a large intermountain basin located within the Alpine– Himalayan collision zone that surrounded by the mountain ranges of the Great Caucasus, Talesh, Alborz and Kopet Dagh. According geophysical seismic surveys, it is estimated that 25 to 30 km of sediment thickness has accumulated in the basin, mostly in the Tertiary. It has been showed that under the sedimentary cover, the basin contains a low-velocity granitic layer with thickness of 15–20 km and then a high-velocity basaltic layer with thickness of 10–20 km. This structure suggests the basin should be underline by an oceanic crust. The majority of studies assume subduction of the South Caspian lithosphere beneath the continental lithosphere of the Middle Caspian Basin [4].

Seismic potential of the southern Caspian Sea is relatively high. The strongest earthquakes with magnitudes of up to  $M=8.0$  and higher took place on the western, eastern and southern Caspian coasts in with magnitudes of 8.1 (856 A.D.), 8.0 (958 AD), 7.8 (1668 AD) and 7.9 (1895 AD). The last strong event in this region was the 1990 Rudbar' earthquake in Iran, with  $M=7.4$  [5]. According to the earthquake catalogue extracted from IIEES data center, many earthquakes were located in the study area, especially close to the western side of the basin (fig. 1).

**Materials and methods:** Three short sediment cores were retrieved from continental slope and deep basin of the eastern part of the south Caspian Sea

using a KC gravity corer. The cores are located along a profile which starts from the depth of about 400 m close to the southern coastline (BS400) and continues NW, down to the depth of about 600 m (BS600). Different tests including magnetic susceptibility (MS) with 1 cm increment, continuous XRF measurements and also sedimentary tests to measure the grain size, calcium carbonate, and organic matter (OM) contents for every 2 cm were performed in INIOAS laboratory (Iran) and CEREGE laboratory of Aix-Marseille University (France). In addition, four bulk samples taken from different horizons of cores BS400 and BS600 were dated in Poznan Radiocarbon Laboratory by  $^{14}\text{C}$  method.

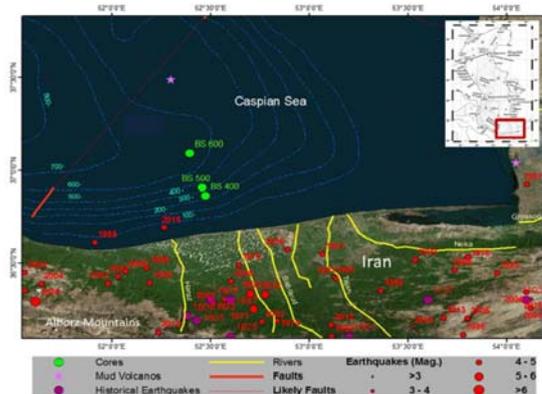


Fig. 1. The map of the study area in the southern CS and the location of cores used in this study. The numbers close to the earthquake points show the occurrence year of each event. Faults were located according to the international tectonic map of CS, prepared by Russian Academy of Science. Earthquakes including instrumental and historical events were extracted from IIEES data bank.

According to the variation of the different parameters, anomalous sedimentary beds were identified and correlated to each other in the studied cores. Then, the age-depth models were established for two cores and based on it, the age of different anomalous beds was estimated. Considering the estimated ages for the beds and comparing their sedimentological and geochemical characteristics with what expected for extreme events caused by earthquakes, the identified anomalous beds were temporally compared with reported historical seismic events and linked to some of them.

**Results and Discussion:** According to the radiocarbon dating, non-calibrated ages for the samples taken at the depths of 97 and 136 cm of core BS400 and at the depths of 86 and 134 cm of core BS600 were determined  $4950 \pm 40$  BP,  $5110 \pm 40$  BP,  $6660 \pm 40$  BP and  $11630 \pm 50$  BP, respectively.

The samples need to be corrected for the reservoir effects. So, the radiocarbon

ages were calibrated to calendar years using the CALIB Rev 6.1.1 software (Stuiver and Reimer 1993) based on the Marine09 curve with  $1\sigma = 26 \pm 69$   $^{14}\text{C}$  yr [6]. Based on the calibrated ages, age-depth models for the cores, core BS400 hardly covers Middle Holocene, while BS600 could go back to Younger Dryas and even older.

Based on the variation of different sedimentological and geochemical parameters and also considering the calibrated ages, anomalous sedimentary facies in the cores were identified. Most of the identified beds are out of the historical time and so out of the scope of this study. Here, presence of fine sand and coarse silt and also the ratio of the amount of coarse sediments to that of fine sediments were used as initial indicators to mark anomalous beds which may be considered as turbidites. In addition, following previous studies [2, 3, 7], higher values of MS and also variation of Ti/Ca, Ti/K, Ca, Carbonate and OM were used to identify turbidites. Based on the mentioned criteria, two anomalous beds were identified in the cores that were deposited during the historical time named as B1 and B2 (fig. 2).

B1 is observed in all three cores (fig. 2). In core BS400 is characterized by presence of fine sand and coarse silt, increase of MS, rise in the ratio of coarse sediments to fine sediments, higher contents of Ca, Carbonate and OM and decrease in Ti/Ca and Ti/K. In core BS500, there is not any sand particle and B1 is identified by coarse silts. In core BS600, MS and grain size increase relatively and the values of geochemical parameters (Ca, Ti/Ca, and Ti/K) show a sharp rise and fall. The age of B1 is estimated AD  $1813 \pm 13$  and AD  $1802 \pm 8$  in BS400 and BS600, respectively.

Coarse silts at the depth of 12–15 cm of core BS500 that associated with sharp increase of carbonate content and rise in the ratio of coarse to fine sediments are considered as an anomalous bed and named as B2. In core BS400 also an increase in grain size is observed at the depth of 14–18 cm where a peak of MS curve, a short rise in Ca concentration and a gentle fall in Ti/K support that this bed is the same B2 (fig. 3). The age of B2 is estimated AD  $1350 \pm 44$  in BS600.

In the Caspian Sea, sea-level fluctuation and strong earthquake are two major and more probable events that could have led to formation of B1 and B2. These beds were temporally compared with sea level fluctuation of the Caspian Sea and also with the powerful historical seismic events located at 150 km around the cores (fig. 3).

The estimated age for B1 is in accordance with the earthquakes reported from AD 1805 to AD 1825. In this period, four earthquakes have been reported with magnitude more than 6.5 located 62 to 82 km far from the cores. Using some seismic attenuation relationships [8–10], for the closest earthquake (M 6.5), the horizontal and vertical ground accelerations were estimated 0.13 and 0.1 g in the location of BS400, respectively. The acceleration seems high enough to trigger a seabed turbidity current of sediments, so it can be concluded that B1 was created most probably by a submarine landslide triggered by the AD 1809 earthquake

event. The age of B2 is in accordance with the 10 m fall of sea level as shown on fig. 3.

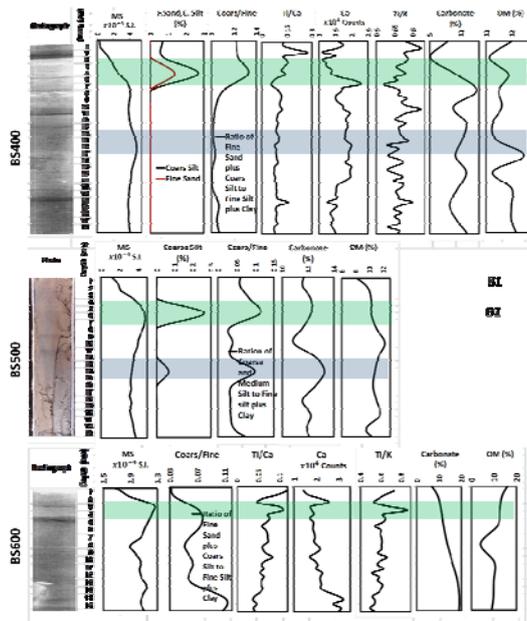


Fig. 2. Correlation of the core logs for recent deposits.

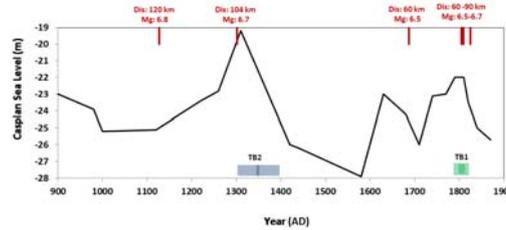


Fig. 3. Caspian Sea level curve for the last millennium based on historical evidences collected by Beni et al., (2013) [11]. Colorful bands show deposition time of beds and turbidites. Red lines show the earthquake events around the studied cores. Magnitude and distance from BS400 are shown for every earthquake on the top.

**Conclusion:** Three short cores from the eastern side of the south Caspian Sea were analysed sedimentologically and geochemically to find the likely trace of historical seismic events on shallow sediments. Anomalous stratigraphic beds including turbidites that probably deposited during seismic events were identified based on abnormal increase/decrease of chemical, sedimentological and physical parameters and correlated with historical reported earthquakes and also seal level

fluctuation. In the last 1000 years, two additional anomalous beds were identified in the cores and were linked to a historical earthquake in AD 1809 and a significant fall in sea level started around AD 1300.

Authors would like to thank the Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science for providing financial and laboratorial support. Also, authors would like to thank Poznań Radiocarbon Laboratory and CEREGE laboratory of Aix-Marseille University for C-14 dating and XRF Scan tests, consequently. Special acknowledgement for Russian Governmental program 0128-2021-0005.

#### REFERENCES

1. Goldfinger C. Submarine paleoseismology based on turbidite records // *Ann. Rev. Mar. Sci.* 2011. V. 3. P. 35–66.
2. Gasperini L., Polonia A., Çağatay M.N. Fluid flow, deformation rates and the submarine record of major earthquakes in the Sea of Marmara, along the North-Anatolian Fault system // *Deep Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography* 2018. V. 153. P. 4–16.
3. Salamon A., Di Manna P. Empirical constraints on magnitude-distance relationships for seismically-induced submarine tsunamigenic landslides // *Earth Sci. Rev.* 2019. V. 191. P. 66–92.
4. English Version of Explanatory Notes of International tectonic map of the Caspian Sea region (Scale 1:2 500 000) / Eds. Khain V.Ye, Bogdanov N.A. Moscow: Russian Academy of Science, 2005.
5. Ulomov V.I., Polyakova T.P., Medvedeva N.S. Seismogeodynamics of the Caspian Sea region // *Izvestiia physics of the solid Earth.* 1999. V. 35(12). P. 1036–1042.
6. Kuzmin Y.V., Neveeskaya L.A., Krivonogov S.K., Burr G.S. Apparent  $^{14}\text{C}$  ages of the “pre-bomb” shells and correction values ( $R$ ,  $\Delta R$ ) for Caspian and Aral Seas (Central Asia) // *Nuc. Instr. Method. Phys. Res.* 2007. V. 259. P. 463–466.
7. Goldfinger C., Nelson C.H., Morey A. et al. Turbidite event history – methods and implications for Holocene paleoseismicity of the Cascadia subduction zone. U.S. Geological Survey Professional Paper. 2012. 1661-F. 170 p.
8. Zare M., Bard P.Y., Ghafory-Ashtiany M. () Site characterizations for the Iranian strong motion network // *Soil Dyn. Earthquake Eng.* 1999. V. 18(2). P. 101–123.
9. Ambraseys N.N., Douglas J. Near-field horizontal and vertical earthquake ground motions // *Soil Dyn. Earthquake Eng.* 2003. V. 23(1). P. 1–18.
10. Campbell K.W., Bozorgnia Y. Empirical analysis of strong ground motion from the 1992 Landers, California, earthquake // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1994. V. 84(3). P. 573–588.
11. Beni A.N., Lahijani H., Harami R.M. et al. Caspian sea level changes during the last millennium: historical and geological evidences from the south Caspian Sea // *Clim. Past.* 2013. V. 9(4). P. 1645–1665.

**Glazkova T.A.<sup>1</sup>, Hernández-Molina F. J.<sup>1</sup>, Dorokhova E.V.<sup>2</sup>,  
Krechik V.A.<sup>2,3</sup>, Kuleshova L.A.<sup>2</sup>, Mena A.<sup>4</sup>,  
Rodríguez-Tovar F.J.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>Royal Holloway, University of London, Egham Hill, Egham, Surrey, United Kingdom;

<sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

<sup>3</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia; <sup>4</sup>Universidade de Vigo,

Vigo, Spain; <sup>5</sup>Universidad de Granada, Granada, Spain)

**Sedimentary processes in a Discovery Gap (NE Atlantic): an  
example of a deep marine gateway**

**Глазкова Т.А.<sup>1</sup>, Эрнандес-Молина Ф.Х.<sup>1</sup>, Дорохова Е.В.<sup>2</sup>,  
Кречик В.А.<sup>2,3</sup>, Кулешова Л.А.<sup>2</sup>, Мена А.<sup>4</sup>,  
Родригес-Товар Ф.Х.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>Роял Холлоуэй, Университет Лондона, Эгам; <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П.

Ширишова РАН, г. Москва; <sup>3</sup>Балтийский федеральный университет им. Иммануила

Канта, Калининград; <sup>4</sup>Университет Виго, Виго, Испания; <sup>5</sup>Университет Гранады,

Гранада, Испания)

**Седиментационные процессы в проходе Дискавери  
(Северо-Восточная Атлантика): пример глубоководного  
канала**

Key words: deep marine gateway, bottom currents, Late Quaternary sediments, contourites, Termination I, Azores-Gibraltar Fracture Zone

In 2019, work was carried out on the deep marine gateway Discovery Gap in the northeast Atlantic Ocean. This gap allows for the exchange of Antarctic Bottom Water (AABW) between the Madeira and Iberia abyssal plains. Sedimentary processes in the gap were established based on a complex analysis of four sediment cores, bathymetric, acoustic and hydrological data. The collected results allowed for the reconstruction of AABW flow intensity. Variations in the AABW characters were observed during the transitions between glacial and interglacial periods over the past 250 ky, especially during Terminations II and I. We highlight the importance of these deep water systems for reconstructing contourite sedimentation and deep water current pathways.

Deep marine gaps and gateways connect adjacent but distinct abyssal plains, allowing for the exchange of deep water, sediment, and biota between them [1, 2]. The constriction of bottom water through these gaps accelerates the current, increasing its erosive and depositional potential. The sediments which are subsequently deposited are known as contourites and changes in their sedimentary parameters, resulting from variations in the depositing flow, can provide information about the paleocirculation in the surrounding area [e.g. 3].

One such gateway is Discovery Gap located in the Azores-Gibraltar Fracture Zone in the NE Atlantic. Through this gap Antarctic Bottom Water (AABW) flows northwards from the Madeira abyssal plain into the Iberia abyssal plain.

However, while present-day circulation of AABW in the gap is established [4, 5], it is not possible to say much about the paleo-exchange of AABW between the basins because the sedimentary deposits have not been studied and the formative sedimentary processes are unknown.

In order to better understand the paleo-dynamics of AABW flow through the gap we carried out an integrated study of Discovery Gap to establish modern current pathways, the associated deposits and deduce the paleocirculation in the Late Quaternary. The data we used was collected in 2019 during the 43<sup>rd</sup> cruise of the R/V *Akademik Nikolaj Strakhov* and included: hydrological, multi beam bathymetric, high-resolution seismic data and four sediment cores [6]. The configuration of present-day water masses was determined with CTD data taken from five hydrological stations. Large scale morphological and sedimentary features were determined from the bathymetric and seismic data. Sediments were studied through a complex analysis of the cores which included: computed tomography imaging, XRF, grain size, and isotope analyses as well as visual logging and ichnofacies analysis.

Our hydrological results are in agreement with previous hydrological studies, carried out in Discovery Gap, that show the presence of Antarctic Bottom Water in the gap [4, 5]. This water is significantly warmed by its passage over the varied topography of the gap, raising its temperature above the classical definition of AABW by [7]. Erosive channels and scours follow the base of topographic highs elongated in the NE–SW direction which help guide AABW through the gap but a central sill at 4703 m prevents the coldest water from passing between the two deepest points in the gap (the southern depression and the central depression at 5399 m and 5308 m, respectively). The studied sediments reveal slight increases in grain size along the core from clays to silts and fine sands, particularly in the sortable silt (SS) fraction (10–63  $\mu\text{m}$ ). An age model constructed from  $\delta^{18}\text{O}$  isotope data from the benthic foraminiferal species *Cibicides wuellerstorfi* suggests that these changes coincide with transitions from glacial to interglacial Marine Isotope Stages (MIS) over the past 239.5 ka.

The changes in the sortable silt fraction suggest increases in current velocity and based on the distribution of water masses, it is most likely that AABW is the main water mass in Discovery Gap responsible for the deposition and reworking of these sediments. The correlation of these increases with the glacial-interglacial transitions (Termination I and possibly also Termination II) suggests a climatic influence on the intensity regulation of deep water.

While this shift in AABW intensification has been noted elsewhere in the Atlantic [e.g. 7] sediments from the other gaps in the NE Atlantic have not been studied in such detail and the regional extent of this shift has not been established. We therefore suggest further work to be carried out in the deep marine gaps and gateways in the Atlantic to aid in the reconstruction of paleo-flows and the understanding of the impact of climatic shifts on the deep ocean.

This project was done within the framework of “The Drifters” Research

Group at Royal Holloway University of London (RHUL). The field research, stable isotope interpretation, and the age model construction were carried out within framework of the state assignment of IO RAS (theme No. 0128-2021-0012). Hydrological data processing and core ANS43006\_A analysis (CaCO<sub>3</sub>, MS, and XRF) were supported by the Russian Science Foundation (grant No. 19-17-00246).

The authors thank the captain, crew and onboard scientific team of the 43<sup>rd</sup> cruise of the R/V *Akademik Nikolaj Strakhov*.

#### REFERENCES

1. Heezen B.C., Tharp M., Ewing M. The Floors of the Oceans. 1959. 126 p.
2. Hernández-Molina F.J., Maldonado A., Stow D.A.V. Abyssal Plain Contourites // *Developments in Sedimentology* // M. Rebesco, A. Camerlenghi (Eds.). Elsevier, 2008. V. 60.
3. Rebesco M., Camerlenghi A., Van Loon A.J. Contourite Research // *Developments in Sedimentology* // M. Rebesco, A. Camerlenghi (Eds.). Elsevier, 2008. V. 60. P. 3–10.
4. Saunders P.M. Flow through discovery gap // *J. Phys. Oceanogr.* 1987. V. 17. P. 631–643.
5. Tarakanov R.Y., Morozov E.G., Gritsenko A.M., Demidova T.A., Makarenko N.I. Transport of Antarctic Bottom Water through passages in the East Azores Ridge (37° N) in the East Atlantic // *Oceanology*. 2013. V. 53. № 4. P. 432–441.
6. Dorokhova E.V. Integrated Oceanographic Research of Discovery Gap (Eastern North Atlantic) during the Cruise 43 of the R/V *Akademik Nikolaj Strakhov* // *Oceanology*. 2021. V. 61 (1). P. 144–146.
7. Wüst G. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans // *Wissenschaftliche Ergebnisse, Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“ 1925–1927*. A. Defant, Ed. Berlin: Walter de Gruyter & Co, 1936. 411 p.
8. Sivkov V.V., Bashirova L.D., Dorokhova E.V., Kapustina M.V., Ponomarenko E.P. Study of the contourite drift north of the Kane gap (eastern equatorial Atlantic) // *Russ. J. Earth Sci.* 2019. V. 19. № 2. P. 1–9.

Ключевые слова: глубоководный проход, придонные течения, позднечетвертичные отложения, контуриты, Терминация I, Азоро-Гибралтарский трансформный разлом

В 2019 г. было проведено исследование глубоководного прохода Дискавери в северо-восточной части Атлантического океана. Через этот проход происходит переток антарктических придонных вод (ААДВ) из котловины Мадейра в Иберийскую котловину. На основе комплексного анализа четырех седиментационных колонок, а также батиметрических, акустических и гидрологических данных были установлены особенности осадконакопления в районе исследования. Полученные результаты позволили реконструировать

интенсивность потока ААДВ за последние 250 тыс. лет. Наиболее выраженные изменения зарегистрированы во время переходных интервалов от ледниковых стадий к межледниковым (Терминации II и I). Отмечается важная роль глубоководных проходов и каналов в изучении и реконструкции придонных течений и процессов накопления контуритовых осадков.

## Javadova A.

(MicroPro GmbH, Germany, e-mail Javadova@micropro.de)

### On ecology issue of South Caspian Lankaran–Talish–Deniz and Khazar offshore areas

Key words: ecology, South Caspian, biota, physico-chemistry analysis, lithology

The problems deal with the natural conditions, biota and sediments of the South Caspian within Lankaran–Talish–Deniz and Khazar offshore areas, as well as anthropogenic impact on the ecological system of this region were discussed.

South Caspian, characterized by brackish waters, is rich in endemic species; some of them have spread to similar environments worldwide. However, the ecology of Ponto Caspian species remains poorly understood and must be studied in their original habitat [1]. In the Caspian Sea, the fauna that has developed there are largely endemic and are therefore particularly susceptible to external influences [2]. There are also major anthropogenic impacts on the system originated from domestic pollutants (e.g., phosphorous-containing detergents), industrial pollutants (e.g., heavy metals and other industrial by products), and agricultural pollutants (e.g., nitrogen-containing fertilizers and pesticides).

Salinity fluctuates between 10 & 12‰, which corresponds to values extremely low in comparison with seawater (35‰). Water temperature fluctuates between 11 & 23<sup>0</sup> C and represents a substantial difference. A decreasing temperature gradient is effectively measured from the surface to the seafloor. It is gradual & highly pronounced (21–23<sup>0</sup> C at the surface, 11–15<sup>0</sup> C at the bottom) on both structures. Thermal stratification is there for effectively present on the drilling sites located in water depth over 50 meters and this is a sign of low water mixing and generally poor HD conditions. The quantity of oxygen dissolved in water changes between 5 & 9 mg/l (Table 1).

Table 1. Physico-chemistry characteristics of the water column

area	Depth(m)	Dissolved O <sub>2</sub> (mg/l)	Temperature ( <sup>0</sup> C)	Salinity ‰	pH	Redox (mV)
Talysh -Deniz	20	8	22	12	8.5	+240
	10	7	23	11.5	8.5	-165
Lankaran-Deniz	50	5	11	10	8	+270
	10	7	21	11	8.5	-80
Khazar	15	9	23	12	8	-70
	50	6	15	12	8	+270

The concentrations are systematically higher at the surface than at the bottom as with temperature, the difference between surface & seafloor increases with depth. The oxide-reduction potential is between -70 & 270 mV. The highest values are measured at the seafloor & the lowest ones close to the surface. This gradient reflects conditions of greater oxidation at the bottom than at the surface,

which is contradictory with the thermal stratification phenomenon observed and the distribution of dissolved oxygen in the water. This leaves the distribution of oxide-reduction values without explanation. The distribution of the physico-chemical variables in the water column is confined by the water depth. The water column is homogeneous in the Talysh- Deniz, whereas in the Lankaran-Deniz and Khazar-1 it is stratified and composed of deep-water massless saline and less rich in oxygen than the surface water mass.

HD energy is low throughout the whole of the study area. Examination of the results highlights the following key points: Phosphates: the concentration is low. The nitrates increase its depth and values are high (5-12 mg/l). The proportion of nitrites & ammonium input is low. The zone is therefore rich in nitrates. Ammonium input is low and their concentration with lack of nitrites indicating that the process of ammonium (reduced form) transformation to nitrates (oxidized form) is minor. Besides the surface water mass is less rich than the deep-water mass. It is interesting to note that this high concentration of solids does not generate any turbidity. The water column throughout the entire study areas is very poor, in ammonium, nitrites, and phosphates, and very rich in nitrates and suspended solids (Table 2). The deep-water mass is richer than surface water mass. The vertical & spatial gradient observed confirms the conditions of slight water mixing evidenced by the analysis of the distribution of physicochemical variables.

Table 2. Characteristics of the water column. Concentrations in nutrients suspended solids.

Area	Depth (m)	Phosphates (mg/l)	Nitrates (mg/l)	Nitrites (mg/l)	Ammonium (mg/l)	Suspended solids (mg/l)
Talysh-Deniz	20	<0.1	10	<0.05	0.12	65
	10	<0.1	5	<0.05	0.1	40
Lankaran-Deniz	50	<0.1	12	<0.05	0.16	60
	10	<0.1	5	<0.05	0.13	25
Khazar	15	<0.1	6	<0.06	0.13	35
	50	<0.1	10	<0.06	0.15	45

Very high concentrations are found for most of the metals in the water throughout of the study zone. The value is homogeneous, irrespective of the sites, and water depths. The proportions of total HCs taken on the water column vary between 5–15 mg/l. The values obtained incorporate all the OM present in the water and not only fossil hydrocarbons. The proportions of C<sub>10</sub> – C<sub>40</sub> HC cuts (saturated forms) are low and indicate the lack of contamination by fossil HCs (Table 3).

In Khazar structure the substrate is composed of a mixture of shells, fine sands, and silts. The proportion of fine particles (<65 µm) varies between 5 and 25 % of particles. The sediment is described as shelly loam, very slightly to averagely silted. Lankaran – Deniz and Talysh – Deniz the substrate is made of

fine sands and silts, with inclusions of shells in the southern part. In the northern part of the Lankaran – Deniz structure, the sediment is dominated by clays and fine silts. The particle size distribution is different between the northern Lankaran – Deniz and southern Talysh – Deniz but also between Khazar structure.

Table 3. Characteristics of the water column. HCs

area	Depth (m)	HCs	C <sub>10</sub> -C <sub>40</sub>
Talysh-Deniz	20	7.5	0.010
	10	10	0.020
Lankaran-Deniz	50	12	0.065
	10	15	0.025
Khazar	15	5	0.10
	50	11	0.001

The sediment structure appears to be related to depth, the deeper sites being zones with an accumulation of shelly debris. Water content in the sediment changes between 4 and 9%. These values are very low and homogeneous in comparison with a highly varying particle size distribution of sediment. Oxydo-reduction potential varies between –250 and + 50 mV. The potentials range between –50 and +50 mV indicates an oxidized state of the sediment, which is normal for the marine environment. The concentration of organic matter in sediments vary between 0.10 and 1.25% for the study zone as a whole, corresponding to values typical of poor sediment. The total carbon varies between 0.05 and 0.75%. They indicate low to average sediment enrichment, the limit between two levels is 0.45% in a typical marine environment. Nitrogen content varies between 0.05 and 0.12%, corresponding to average to high enrichment values, the limit between the two levels lying at 0.10% for a typical marine environment. Phosphorus concentrations in the sediment vary between 500 and 700 mg/kg, corresponding to averagely high phosphorus levels, also relatively homogeneous.

The total HC concentrations in the sediment fluctuate between 70 and 300 mg/kg, a range which corresponds to high values, but it is important to note that the analytical method used here may incorporate in this result part of the organic matter present in the sediments. The concentrations in C<sub>10</sub> to C<sub>40</sub> cuts, which indicate the possible presence of conventional fossil HCs are heterogeneous over the whole of the study zone. The total index of pollution by metals fluctuates between 40 and 70%, a broad range corresponding to a substantial difference in values, reflecting the heterogeneity of the concentrations recorded for many of the metallic elements.

The sediment for the study area has a highly heterogeneous feature. In the southern part of Lankaran – Deniz and Talysh – Deniz, the substrate is extremely shelly loam and becomes more silted on the northern part of Lankaran – Deniz and Khazar structure. In the northern part of Lankaran – Deniz and Khazar structure fine silts predominate by over 65%. Overall, there appears to be a link

between sediment structure and depth, the deeper sites having a greater accumulation of shelly debris. Sediment is heterogeneous in terms of particle size, averagely rich in the nutritive matter, and shows no tendency towards the accumulation of fine particles and consequently of organic matter and micro-pollutants. It is rich in total HCs and numerous metallic elements, indicating that inputs must be substantial.

About twenty species were found out of total sampling surface area of 5 m<sup>2</sup>, drown from depths of between 10-50 meters. The population of benthic organisms is homogeneous and similar throughout the whole of the study zone, irrespective of depth. The Caspian is a landlocked sea. Low larval renewal and low salinity is representing an impediment for the fauna of both marine and continental origin. The population observed is consequently the result of natural selection of species resistance to the identified stress factors. Thus, the characteristic of the fauna observed is its strong capacity to withstand the influence of any future impediments.

Over the whole of the study zone, the water column has a low salt content 10–11‰ consistent with the characteristic values from the South Caspian basin. It is rich in nitrates & accommodates high primary production, responsible for supersaturation in oxygen & probably a limitation of phosphorus. There is also a high concentration of metallic elements. In the two deepest sites, the water column is composed of two different water masses. The deep-water is cooler, less salty, less supersaturated in oxygen, and richer in nutrients. In surface water mass, HC contents are higher. The marked stratification of the water column bears witnesses to the low vertical exchanges, due to low local hydrodynamic energy. In conclusion, we can say that the water column for the study zone has low salinity, rich in nitrates, and accommodates high primary production, which has caused oxygen supersaturation and probably a limitation of phosphorus. It is also having a high total of HCs.

Characteristics of the benthic population represent very spars fauna for an open marine habitat, but it is comparable with the situation observed in a confined environment such as a coastal lagoon. The landlocked Caspian Sea has a specific type of environment, and low salinity of the medium 10–12‰ represents a limitation for benthic species of marine and freshwater origin alike, both having trouble acclimatizing to „ brackish „waters. The benthic macrofauna of the Caspian Sea has two major characteristics: it is qualitatively poor and extremely varied in its origins. The original fauna of the Caspian Sea is marine fauna from Tertiary, which then evolved considerably with the special hydrological conditions of this sea. The surviving species of the marine origins include molluscs of the *Cardiidae* family and *Dreissena*. During the Quaternary, species originating from the northern (Arctic communities) and southern (Mediterranean communities) seas and continental waters immigrated to the Caspian Sea. The freshwater species adapted themselves to increases in salinity; these include virtually all gastropods and a vast number of planktonic forms. Thus, it is that

species of varying origin tolerance to salinity are found in the sea: typically, marine species in the saltiest zones, species tolerating various degrees of salinity, and continental species in the least salty zones. More recently, in the first half of the XX<sup>th</sup> century, the population widened with the addition of species immigrating from the Black Sea, the Azov Sea, and from the Arctic basin. The population's samples are taken from the study are consistent with the above characteristics detailed in the literature on the Caspian Sea. The populations sampled in the study area composed of a mixture of species of different origins. It includes, for example, numerous endemic species (*Cordylophora caspia*, *Niphargoides caspius*, etc), a few species originating from the Mediterranean (*Balanus improvisus*, *Mytilaster lineatus*).

Thus, the analysis of the borehole data, seismic data, and biostratigraphy confirmed that the Tertiary sediments consist of fluvial- deltaic-lacustrine sediments deposited in the isolated South Caspian Basin, particularly in the study area by several river systems.

The study area has several characteristics typical of landlocked marine environments: Low salinity; low HD conditions, causing stratification of the water column. High primary productivity of the water mass, generating conditions of dissolved oxygen supersaturation and deficits (of phosphorus and probably of oxygen at night). Also at sediment level, the heterogeneity of the substrate and low benthic fauna content is typical of confined habitats, in which environmental conditions are especially difficult for the higher organisms

The micro-pollutant concentration in both the water and sediment, a point also common to most confined habitats and related to the inflow from the catchment area. It is related to the fine fraction of the sediment and may be masked by the presence of numerous shell debris which “dilute” the muds and thereby the micro-pollutants and organic matter, usually settled on this fine sediment fractions. All the observations made on the study, substantial primary production, a paucity of benthos, etc are consistent with those made by different authors describing the Caspian Sea. The study area has high quantities of contaminants and low capabilities for dispersing potential intake, but on the other hand, has a distinct resistance to the influence of any future impediments.

#### REFERENCES

1. Leroy S.A.G., Lahijani H.A.K, Reyss J.L. et al. Lingulodinium machaerophorum expansion over the last centuries in the Caspian Sea reflects global warming // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 16663–16704. <https://doi.org/10.5194/bgd-9-16663-2012>
2. Dumont H.J. The Caspian Lake: History, biota, structure, and function // Limnology Oceanography. 1998. V. 43(1). P. 44–52.

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

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

**Ананян А.С.<sup>1,2</sup>, Ульянова М.О.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: ananyan.anahit.s@gmail.com; <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград)

### **Тяжелые металлы в донных осадках Куршского и Калининградского заливов Балтийского моря**

**Ananyan A.S.<sup>1,2</sup>, Uyanova M.O.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

### **Heavy metals in bottom sediments of the Curonian and Kaliningrad lagoons of the Baltic Sea**

Ключевые слова: тяжелые металлы, донные осадки, Балтийское море, Куршский залив, Калининградский залив

Целью исследования являлось определение элементного состава и выявление геохимических особенностей донных осадков Калининградского и Куршского заливов Балтийского моря для изучения антропогенных и природных процессов накопления тяжелых металлов.

Изучение донных отложений, как индикатора долгосрочного состояния водных объектов позволяет производить комплексную геоэкологическую оценку водоемов, рассматривая присутствие загрязняющих веществ не только в воде. Благодаря сорбционным способностям (депонирующая среда) донных отложений их можно рассматривать как летопись поступления и накопления различных веществ, в том числе и тяжелых металлов. Опасность заключается в том, что тяжелые металлы могут накапливаться в живых организмах, переходить по трофическим цепям и попадать воду и пищу, употребляемую человеком. Несмотря на это для донных отложений отсутствуют значения предельно-допустимых концентраций (ПДК) в связи с самим понятием данного термина, что затрудняет определение загрязнения при, например, геоэкологическом мониторинге, и применяются тогда другие подходы с учетом гранулометрического состава и металлогенезиса региона. По ряду причин (редкий и затрудненный водообмен, высокая антропогенная нагрузка и др.) изучение тяжелых металлов в Балтийском море выделено Хельсинской комиссией по защите морской среды Балтийского моря (ХЕЛКОМ) как приоритетное и на момент 2021 г. включено в раздел «Вредные вещества» согласно работе организации по снижению загрязнения.

В ходе экспедиционных работ Атлантического отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН с помощью герметичной грунтовой трубки конструкции Ниемисто были отобраны колонки донных осадков в Калининградском заливе (18–19.09.2018) и в южной части Куршского

залива (10.09.2018) (рисунок). Дискретность пробоотбора составила 1 см, кроме станции 1 в Куршском заливе, где пробы были отобраны с дискретностью 5 см. Осадки представлены илами. Элементный анализ был выполнен на базе Балтийского федерального университета им. И. Канта методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре СПЕКТРОСКАН МАКС-G. Статистическая обработка и факторный анализ выполнены с помощью SPSS Statistics 28.

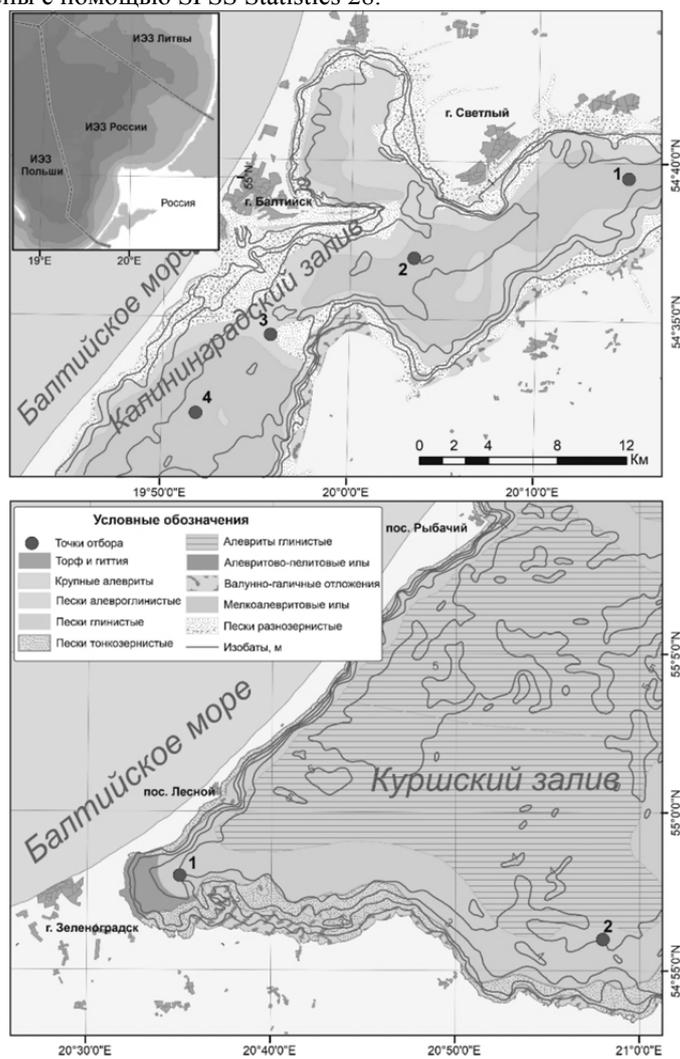


Рис. 1. Расположение станций на схеме распространения типов донных осадков в Калининградском и Куршском заливах Балтийского моря

В результате проведенного исследования были сделаны следующие выводы:

1) В точке 1 Калининградского залива более высокие содержания некоторых элементов (Pb, As, Sr, Co, Cu...) относительно других точек, так как эта точка располагается ближе к устью р. Преголи, а максимальные концентрации приходятся на горизонт 19–21 см, что, опираясь на данные по скорости осадконакопления, соответствует рубежу XIX–XX века [1].

2) При удалении от устья р. Преголи наблюдается уменьшение пиков и их расположение в верхних горизонтах, что вероятно связано с уменьшением скорости осадконакопления. В точке 3 характерных пиков Pb и As не наблюдается, а корреляционная связь этих элементов ослабевает. По результатам факторного анализа в центральной части залива прослеживается тенденция к увеличению вклада естественных процессов (взмучивание, биотурбация) – за счет них и происходит вынос Pb и As.

3) Различия значений по Pb и As между полученными данными и предыдущими исследованиями [2] связаны с рядом причин: временная разница исследований (около 20 лет между пробоотбором), разница в точках пробоотбора (+/- 3 км), влияние процессов взмучивания и биотурбации и др., интенсивностью процессов ионообразования [2].

4) В Куршском заливе в точке 1 наиболее яркая ассоциация элементов (V, TiO<sub>2</sub>, As, Cr, Ni, Zn, Pb) связана с антропогенной деятельностью. По сравнению с Калининградским заливом здесь отсутствуют высокие значения Pb и As в связи с удаленностью источника на суше, но основная часть максимумов также попадает на горизонты, ориентировочно соотносимые к рубежу XIX–XX веков [3]. В точке 2 Куршского залива четко прослеживается разделение на две части: антропогенная (0–22 см) и связанная с природными особенностями (от 22 см и ниже).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чечко В.А. Процессы современного осадкообразования в Вислинском заливе Балтийского моря: автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минералог. наук: 25.00.08. Калининград, 2006. 23 с.
2. Емельянов Е.М., Кравцов В.А. О причинах повышенных содержаний мышьяка в Балтийском море и Вислинском заливе // Геохимия. 2007. № 8. С. 871–888.
3. Пустельников О.С. Куршский залив как среда осадконакопления // Биогеохимия Куршского залива. Вильнюс: Изд-во АН ЛитССР, 1983. С. 12–22.

The purpose of this study was to determine the elemental composition and identify the geochemical features of bottom sediments of the Kaliningrad and Curonian lagoons of the Baltic Sea for the study of anthropogenic and natural processes of the heavy metals' accumulation.

**Ванштейн Б.Г., Ткаченко Г.Г., Гринберг Г.П.,  
Тесанова Л.В.**

(Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, e-mail: vanshbor@mail.ru)

**Оценка селективных свойств донных осадков зоны  
Кларион-Клиппертон по отношению к тяжелым металлам  
(Cu, Pb, Co, Zn, Cd, Ni)**

**Vanshtein B.G., Tkachenko G.G., Grinberg G.P., Tesanova L.V.**

(Academician I.S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, St. Petersburg)

**Evaluation of the selective properties of bottom sediments in the  
Clarion-Clipperton Zone relative to heavy metals (Cu, Pb, Co,  
Zn, Cd, Ni)**

Ключевые слова: донные осадки, сорбция-десорбция Cu, Pb, Co, Zn, Cd, Ni

Приведены результаты экспериментальные исследования по сорбции-десорбции тяжелых металлов (Cu, Pb, Co, Zn, Cd, Ni) на образцах с натуральной влажностью, отобранных в пределах распространения железомарганцевых конкреций зоны Клирион-Клиппертон на заявочных участках. Показано соотношение химической и физической сорбции.

Изучение процессов сорбции-десорбции донными осадками зоны Клирион-Клиппертон имеет первостепенное значение при решении экологических проблем, связанных с эксплуатацией месторождений полиметаллических конкреций. В качестве объекта исследования процессов сорбции-десорбции были взяты образцы донных отложений, отобранных в пределах одного из заявленных участков. Отбор проб донных осадков проводился с использованием мультикорера, что позволило не только отобрать для экспериментальных исследований донный осадок, но и придонную морскую воду, которая в дальнейшем использовалась для приготовления растворов с различной концентрацией тяжелых металлов.

Согласно классификации А.П. Лисицина, осадки исследуемых районов относятся к типу полигенных и представлены преимущественно пелагическими образованиями, состоящими из тонкодисперсного, среднedisперсного и крупнодисперсного глинистого материала с примесью алевроитовой и мелкопесчаной фракции.

Анализ морской воды указывает на высокие содержания в ней солей кремневой кислоты и бикарбоната натрия. Последнее, по всей видимости, способствует выпадению в осадок солей меди даже при незначительном добавлении меди в морскую воду. Данный факт возможно и объясняет медную геохимическую специализацию железомарганцевых образований

этого района.

Экспериментальные исследования по сорбции-десорбции проводились на образцах с натуральной влажностью. При этом анализировались как поверхностные образцы, так и донные осадки, отобранные по разрезу колонки до глубины 42 см.

Результаты проведенных исследований показывают, что поверхностные осадки характеризуются максимальными сорбционными свойствами, которые с глубиной уменьшаются. Причем наиболее существенное значение, как для поверхностных отложений, так и для осадков нижней части колонки имеет химическая сорбция. Однако для Co и Ni наряду с химической сорбцией большую роль играет физическая сорбция, что сказывается на их поведении в процессе десорбции.

Для оценки избирательности поглощения осадков по отношению к изучаемым ионам металлов проводилась сорбция из раствора, содержащего одновременно все шесть металлов близких молярных концентраций. Анализ этих опытов показал, что выделяется следующий ряд сродства элементов: Cu, Pb > Co > Zn, Cd > Ni, отражающий уменьшение прочности связи с осадком.

Изучение процессов десорбции показало, что наиболее прочная связь отмечается для Cu, Zn, Pb. Наиболее подвержены извлечению из осадка морской водой Cd и Co.

Исходя из выше сказанного, можно отметить следующее:

- в процессе взмучивания донных отложений происходит обогащение придонной воды Cd и Co, возможно Ni, вследствие его самой низкой сорбционной способности;

- в процессе осаждения взмученного вещества в донных отложениях в первую очередь будут накапливаться Cu, Pb, в меньшей степени, Co;

- в процессе многократного взмучивания и осаждения донных отложений придонный слой воды со временем будет обогащаться такими элементами как Ni, Co, Cd.

The results of experimental studies on the sorption and desorption of heavy metals (Cu, Pb, Co, Zn, Cd, Ni) on samples with natural moisture collected within the distribution of ferromanganese nodules in the Clarion-Clipperton zone are presented. The ratio of chemical and physical sorption is shown.

**Глазырин Е.А.**

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

**Геохимическая пульсация грязевых вулканов  
Темрюкского залива (Азовское море)**

**Glazyrin E.A.**

(JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

**Geochemical pulsation of mud volcanoes in Temryuk Bay (Sea  
of Azov)**

Ключевые слова: геохимия, грязевой вулканизм, донные отложения, Азовское море

Рассмотрены ряды наблюдений за концентрацией химических компонентов в донных отложениях на подводных грязевых вулканах Азовского моря. Импульсы грязевулканической активности фиксируются по высоким концентрациям геохимических индикаторов. Анализ рядов наблюдений позволил выделить ряд закономерностей в поведении химических компонентов во времени.

Подводные грязевые вулканы поставляют в донные отложения и морскую среду аномальные концентрации ряда химических компонентов, в том числе токсичных [1, 2]. В рамках государственного мониторинга состояния недр с периодичностью раз в год выполняется обследование подводных грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области с целью оценки состояния и прогноза связанных с ними опасных геологических процессов. В результате накоплен ряд наблюдений за концентрацией химических компонентов (нефтепродукты, фенолы, полиароматические углеводороды, Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, Pb, As, Cd, Hg) в донных отложениях, в частности, на наиболее активных грязевых вулканах – Голубицком и Темрюкском. Данные вулканы расположены в Темрюкском заливе Азовского моря, их характеристика приведена в [2].

Ранее было показано [3], что подводные грязевые вулканы формируют ярко выраженные структурированные аномальные геохимические поля. Как показывает мониторинг, геохимическое поле грязевого вулкана носит пульсационный характер. При этом изменения во времени носят не менее экстремальный характер, чем в пространстве. Импульсы грязевулканической активности фиксируются по высоким концентрациям геохимических индикаторов, а периоды покоя (пассивная соляво-грифонная стадия) – низкими (табл.).

Необходимо отметить, что при мониторинге подводных грязевых вулканов раз в год дата активизации зачастую остается неизвестной. Неопределенность интервала между активизацией и опробованием может достигать 1 года и более. В результате геохимический сигнал за такой период может быть в значительной степени трансформирован. Лишь при проявлении в условиях мелководья надводной эксплозии и формировании

грязевулканических островов дата активизации может устанавливаться уверенно на основе сообщений очевидцев. Примером может служить извержение грязевого вулкана Голубицкий в октябре 2015 г. Тем не менее, накопленные ряды наблюдений на периодически активно извергающихся вулканах (табл.) позволяют охарактеризовать интенсивность геохимической пульсации, продвинутая в разработке принципов и критериев прогноза грязевулканической опасности.

Таблица. Геохимические ряды наблюдений на подводных грязевых вулканах

Год	*НП	Фенолы	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Hg	Pb	*ПАУ	Mn
Темрюкский грязевой вулкан													
2011,5	258	–	2.38	16	41	38	125	11.0	1.0	0.041	21	85	754
2012,5	124	0.02	0.90	11	28	18	47	4.8	1.0	0.020	15	3	393
2013,58	6994	0.61	4.82	20	61	42	88	3.3	1.2	0.031	23	5847	607
2014,33	194	0.04	2.90	13	39	19	67	5.2	1.4	0.018	22	3	774
2015,67	696	0.16	14.80	31	62	14	43	5.9	0.4	0.310	36	35	1357
2016,91	4696	0.60	2.90	35	44	30	123	1.9	0.1	0.038	16	42	498
2017,58	356	0.71	2.10	20	27	9	51	0.02	0.1	0.102	22	29	543
2018,5	3605	0.04	5.00	13	41	35	172	2.9	1.1	0.045	23	280	291
2019,4	4496	0.33	4.20	14	40	36	100	93.3	2.1	0.052	20	70	391
2020,67	3069	1.10	4.67	12	37	27	97	7.2	0.1	0.048	17	990	737
2021,4	2466	0.60	6.41	11	28	22	87	8.1	0.1	0.001	21	606	909
Голубицкий грязевой вулкан													
2011,5	783	–	3.23	19	45	30	110	8.2	1.1	0.044	24	98	654
2012,5	209	0.04	2.40	13	31	12	49	3.0	0.9	0.036	19	10	614
2013,58	116	0.005	1.50	10	26	7	31	1.8	0.7	0.026	17	15	313
2014,33	31	0.44	2.90	14	40	16	57	1.5	1.2	0.045	13	3	636
2015,5	1820	0.42	5.50	29	67	39	100	8.3	0.7	0.049	16	115	632
2015,83	6903	0.46	5.40	22	73	50	94	–	0.9	0.149	29	289	440
2016,91	765	0.005	2.89	33	37	28	92	0.8	0.1	0.024	27	616	996
2017,58	1386	0.22	4.70	33	69	45	102	2.0	1.0	0.089	31	321	414
2018,5	846	0.01	3.87	11	33	24	76	2.5	0.1	0.067	21	89	534
2019,4	2819	0.88	4.20	14	48	39	103	86.8	1.0	0.038	22	211	500
2020,67	709	0.005	3.45	10	39	21	91	14.3	0.1	0.034	14	280	535
2021,4	185	0.005	1.20	6	11	14	33.1	10.1	0.1	0.010	7	44	535

\* НП – нефтепродукты, ПАУ – полиароматические углеводороды (бенз(а)пирен, флуарен, хризен). Содержания: НП, фенолы, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, Pb, As, Cd, Hg – мг/кг, ПАУ – мкг/кг, Fe – масс. %.

Анализ рядов наблюдений позволяет выделить ряд закономерностей.

Геохимические ряды у грязевых вулканов не совпадают, что свидетельствует об их независимости и индивидуальности режима активности у каждого грязевого вулкана.

Наиболее контрастно активизация грязевулканической деятельности

проявляется в изменении концентраций нефтепродуктов, ртути и фенолов. Во время и по окончании извержения их концентрация в донных отложениях повышается на 1–2 порядка (табл, рис.). Отмечается запаздывание появлений пиковых концентраций ПАУ в донных отложениях относительно извержения. Остальные химические компоненты (Cu, Ni, Co, Zn, Pb, As, Cd) повышают свои концентрации в продуктах извержений (в донных отложениях сразу после извержения), но заметно менее контрастно. Возрастает также медно-никелевое отношение (Cu/Ni), используемое как один из индикаторов эндогенности источника вещества.

В отношении прогнозирования опасного извержения следует отметить поведение железа и марганца. В период покоя грязевого вулкана и, особенно, перед извержением концентрация этих элементов в донных отложениях возрастает (рис.). Предполагается, что это может быть связано с отложением Fe и Mn на окислительном барьере из бескислородных подземных вод в период поствулканической деятельности и вероятного увеличения дебита источников при подготовке извержения. Мультипликативное отношение этих элементов к нефтепродуктам максимально перед извержением (рис.).

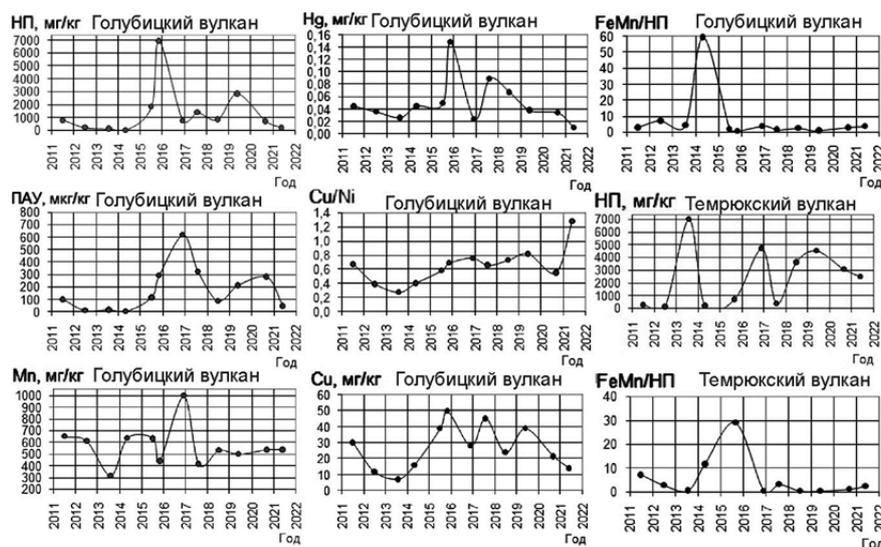


Рисунок. Изменения концентраций химических компонентов и их отношений в донных отложениях на грязевых вулканах

Проведенные наблюдения имеет важное значение для решения задач:  
 - расшифровки структуры геохимического поля грязевулканических структур различного иерархического ранга (грязевой вулкан, грязевулканическое поле, грязевулканический узел и т.д.) – размеров,

зональности, строения, эволюции, отличительных особенностей от других аномальных геохимических полей и пр.;

- выявления новых подводных грязевулканических структур, как активных, так и древних;

- прогнозирования извержений, как опасных геологических процессов;

- разработки теоретических основ формирования структурированных геохимических полей и минералообразующих систем.

Для верификации выявленных закономерностей и дальнейшего решения обозначенных задач требуется продолжение мониторинга грязевулканической активности с большей частотой наблюдений (минимум раз в месяц) и по более частой сети опробования.

Использованы материалы, полученные при выполнении контрактов № 35/01/60-11, 42/01/60-9, 01/20/60-2, 25/2016-04-12, 14/2017-04-ЮРЦ(02), 02/2018-04-ЮРЦ(02), 03731001358200000330001 в рамках государственного мониторинга состояния недр прибрежно-шельфовой зоны.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Круглякова Р.П., Курилов П.И., Глазырин Е.А. и др. Геолого-геохимическая характеристика грязевых вулканов Темрюкского залива // Защита окружающей среды в нефтегазодобывающем комплексе. 2012. № 11. С. 13–19.
2. Глазырин Е.А. Основные результаты изучения подводного грязевого вулканизма Керченско-Таманского региона // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. VII. Ч. 2 / Под ред. Керимова И.А. М.: ИИЕТ РАН, 2017. С. 39–48.
3. Глазырин Е.А. К структуре геохимического поля подводного грязевого вулкана // Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ИО РАН, 2017. С. 321–325.

The series of observations of the concentration of chemical components in bottom sediments on the underwater mud volcanoes of the Azov Sea are considered. Impulses of mud volcanic activity are recorded by high concentrations of geochemical indicators. An analysis of the series of observations made it possible to identify a number of patterns in the behavior of chemical components over time.

**Денисов В.И., Латун В.В.**

(Институт наук о Земле Южного федерального университета, кафедра социально-экономической географии, г. Ростов-на-Дону, e-mail: denisovgeo@yandex.ru)

**Химические элементы во взвешенном веществе и донных осадках Нижнего Дона и восточной части Таганрогского залива в условиях постоянного антропогенного влияния дноуглубительных регламентных работ**

**Denisov V.I., Latun V.V.**

(Institute of Earth Sciences of the Southern Federal University, Department of Socio-Economic Geography, Rostov-on-Don)

**Chemical elements in suspended matter and bottom sediments of the Lower Don and the eastern part of the Taganrog Bay under the conditions of constant anthropogenic influence of dredging routine maintenance**

Ключевые слова: взвесь, донные осадки, химические элементы, микроэлементы, дноуглубление, взмучивание, антропогенное воздействие.

Изучены содержания химических элементов в составе осаждающейся взвеси и в верхнем слое (0–5 см) донных осадков в районах дноуглубительных работ. Как для речной, так и для морской взвеси превышение содержания титана и марганца над Кларками составляет в 12–15 раз; ванадия и меди – в 1.1–1.9 раза. Содержание свинца, никеля и цинка во взвеси близко к Кларкам или немного меньше. Для донных отложений содержание титана больше Кларков в 8 раз, марганца – в 6 раз. Концентрации ванадия и цинка соответствуют Кларкам, а для никеля, меди и свинца меньше в 1.5–2 раза. В осаждающейся взвеси содержание всех химических элементов в 1.2–2.4 раза выше, чем в донных осадках.

Нижнее течение реки Дон в судоходном русле от порта Азов до морского края дельты и восточная часть Таганрогского залива являются самой мелководной частью эстуария реки, эта же акватория залива в наибольшей степени используется в хозяйственном отношении. Здесь расположены два судоходных канала: Таганрогский подходной канал (ТПК), который выполняет навигационную функцию для судов, следующих в порт Таганрог и из него, а также Азово-Донской морской канал (АДМК) для судоходства между Азовским морем и речными портами Азов, Ростов и др. На этих каналах практически весь навигационный период проводятся регламентные дноуглубительные работы по поддержанию навигационных глубин. Данный участок залива используется как рыбохозяйственный водоем и эта эстуарная область реки находится, под сильным загрязняющим воздействием хозяйственно-бытовых и промышленных стоков. Кроме антропогенного воздействия, восточная часть залива претерпевает сильное воздействие в результате сгонно-нагонных явлений, при максимальной

амплитуде колебаний уровня порядка 5 м.

По многолетним наблюдениям над уровнями в районе г. Азова с 1881 г. по настоящее время на основании данных Гидрометеослужбы получены следующие отметки уровня:

- средний – 0.29 м БС (за период 1914–1974 гг.);
- максимальный + 2.58 м БС наблюдался 12 апреля 1997 г.;
- минимальный – 2.53 м БС наблюдался 12 декабря 1929 г.) [1].

Колебания уровня приводят к сгонно-нагонным явлениям в заливе, что при сильном волнении вызывает интенсивную абразию берегов и пляжей и взмучивание мелкой фракции донных осадков. Происходит существенное увеличение содержания взвешенных веществ в воде в 5–10 и более раз.

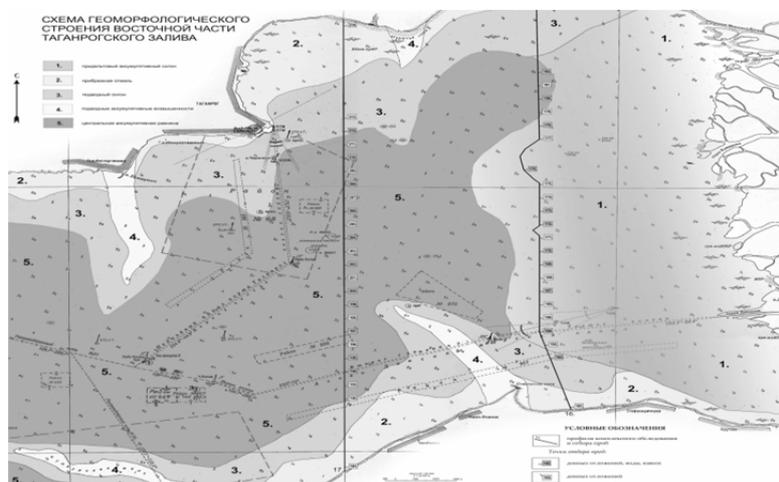


Рисунок. Схема отбора проб в зонах ТПК, АДМК в Таганрогском заливе [1].

Определены содержания Ti, Mn, V, Zn, Ni, Cu и Pb во взвеси и верхнем слое донных осадков в нижнем течении реки Дон и восточной (мелководной) части Таганрогского залива в условиях перманентного техногенеза.

Материалами служат собственные данные полевых экспедиционных работ, полученных в период мая по октябрь 2013 и 2014 гг. Общее количество станций отбора проб достигало 85–90 штук в год (рисунок) [1].

Аналитические исследования проведены методом атомно-абсорбционного анализа в сертифицированной лаборатории государственной организации «Южгеология» в г. Ростове-на-Дону.

Концентрации химических элементов в донных осадках и взвеси определяются множеством факторов, таких как, физико-химические условия водной среды (температура, соленость, давление среды, скорость ветра и течений, состав газов в среде, щелочность, pH, Eh, их растворимость

и др.), геологические (минеральный состав), биологические (биогенная трансформация) и др. [2–6].

В табл. 1 представлены данные о средних содержаниях химических элементов в донных осадках и взвеси реки Дон и восточной части Таганрогского залива в соотношении с Кларками в твердой земной коре по Виноградову [2].

В табл. 2 приводятся средние концентрации всего массива данных (и речные и морские пробы) и их соотношения взвесь/донные осадки. Взвешенное вещество в сравнении с донными осадками имеет существенно большие концентрации практически всех химических элементов.

Таблица 1. Средние концентрации химических элементов в донных осадках (105 проб) и взвешенном материале (28 проб) из седиментационных ловушек речной и морской частей АДМК [1]

Химический элемент	Содержание (сухой вес)	Донные осадки в р.Дон	Донные осадки в Таганрогском заливе	Донные осадки, среднее	Взвешенное вещество в р.Дон	Взвешенное вещество в Таганрогском заливе	Взвешенное вещество среднее	Кларк по Виноградову в твердой земной коре [2]
Ti	%	3.1	4.0	3.6	5.6	5.2	5.4	0.45
Mn	%	0.58	0.67	0.62	1.51	1.51	1.51	0.1
V	мкг/г	83.9	94.7	89.1	172.2	175.0	173.3	90
Zn	мкг/г	83.5	85.3	84.4	122.2	75.0	103.3	83
Ni	мкг/г	22.7	23.4	23.1	38.9	36.7	38.0	58
Cu	мкг/г	33.8	31.6	32.7	52.2	50.0	51.3	47
Pb	мкг/г	12.0	12.9	12.4	16.1	15.0	15.7	16

Повышенные концентрации всех химических элементов тяготеют к донным осадкам, которые представляют собой алевритово-пелитовые илы со значительным содержанием глинистых минералов и большим количеством органического вещества, на которых и происходит их сорбция. На участках перекаатов, отмелей, где осадки имеют в основном песчаную фракцию, концентрации химических элементов, кроме литофильных, существенно меньше.

В глубоководных участках залива отмечаются максимальные концентрации никеля, цинка, марганца, хрома, меди и свинца. В районах песчаных кос, отмелей и прибрежных участков отмечаются наибольшие содержания титана, циркония, стронция – химических элементов-

литофилов.

Таблица 2. Средние концентрации химических элементов во взвешенном материале из седиментационных ловушек и донных осадках (мкг/г сухого веса) района АДМК (мкг/г) и их соотношения [1]

Химический элемент	Взвесь	Донные осадки	Взвесь/донные
Mn	1506.7	621.4	2.4
Ni	38.0	23.1	1.6
Ti	5400.0	3581.0	1.5
V	173.3	89.1	1.9
Cu	51.3	32.7	1.6
Pb	15.7	12.4	1.3
Zn	103.3	84.4	1.2

Таблица 3. Средние содержания основных тяжелых металлов во взвеси техногенного и природного происхождения в районе АДМК [1]

	Cu	Pb	Zn	Mn	Ni	V
р. Дон (речной участок АДМК)						
Район работы земснаряда	65.0	15.0	137.5	1875.0	40.0	187.5
Фоновые значения	42.0	17.0	110.0	1220.0	38.0	160.0
Превышение над фоном, %	54.8	-11.8	25.0	53.7	5.3	17.2
Таганрогский залив (морской участок АДМК)						
Район работы земснаряда	45.0	17.5	87.5	1625.0	37.5	187.5
Фоновые значения	60.0	10.0	50.0	1250.0	35.0	150.0
Превышение над фоном, %	-25.0	75.0	75.0	30.0	7.1	25.0

Таблица 4. Средние содержания химических элементов в донных осадках Таганрогского залива и подходных каналов (мкг/г) 1990 – 2013 гг. [1]

	Mn	V	Zn	Ni	Cu	Pb
Таганрогский залив (восточная часть)	670	94.7	85.3	23.4	31.6	12.9
Таганрогский подходной канал (ТПК)	630	90	83	24	32	12.5
Азово-Донской морской канал (АДМК)	621.4	89.1	84.4	23.1	32.7	12.4
Кларк по Виноградову в твердой земной коре	100	90	83	58	47	16

Содержание марганца в донных осадках залива и техногенных илах каналов 6 – 7 раз превосходит Кларки. Концентрация никеля, меди и свинца в донных осадках залива и каналах в 1.5–2 раза меньше Кларков. Содержание ванадия и цинка практически соответствуют Кларкам.

Во взвеси техногенного происхождения отмечается превышение содержания всех металлов над фоновыми концентрациями во взвеси природного происхождения, за пределами зоны мутности от земснаряда.

Как для речной, так и для морской взвеси превышение содержания титана и марганца над Кларками составляет в 12–15 раз; ванадия и меди – в 1.1–1.9 раза. Содержание свинца, никеля и цинка во взвеси близко к Кларкам или немного меньше. При дноуглублении в непосредственной зоне работы земснарядов будет происходить значительное загрязнение водной толщи взвешенными веществами [1, 7, 8].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хованский А.Д., Латун В.В., Денисов В.И., Хорошев О.А., Орлинский А.С. Определение возможных способов расширения и углубления Азово-Донского морского канала. Комплексная оценка воздействия на окружающую среду. Отчет о НИР. ОВОС. Ростов-на-Дону. 2013.
2. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
3. Хрусталеv Ю.П., Ивлиева О.В. Проблемы антропогенной морской седиментологии (на примере Азовского моря). Ростов-на-Дону. Гефест. 1999. 196 с.
4. Перельман А.И. Геохимия. М., 1979. 422 с.
5. Ивлиева О.В. Техногенная седиментация Таганрогского залива (Азовское море). Автореферат на соискание ученой степени кандидата географических наук. 1997. 23 с.
6. Хованский А.Д. Геохимия аквальных ландшафтов. Ростов н/Д: Изд. РГУ, 1983. 240 с.
7. Латун В.В. Мониторинг дноуглубления и дампинга грунтов Азово-Донского морского канала в 2007 г. // Научный отчет. Южный федеральный университет. Ростов/Д, 2010.
8. Латун В.В. Мониторинг дноуглубления и дампинга грунтов Азово-Донского морского канала в 2008 г. // Научный отчет. Южный федеральный университет. Ростов/Д, 2011.

The contents of chemical elements in the composition of the precipitating suspension and in the upper layer (0–5 cm) of bottom sediments in the dredging areas were studied. For both river and sea suspension, the excess of the content of titanium and manganese over the Clarks is 12–15 times; vanadium and copper – 1.1–1.9 times. The content of lead, nickel and zinc in the suspension is close to Clarks or slightly less. For bottom sediments, the content of titanium is 8 times higher than Clarks, and manganese is 6 times higher. The concentrations of vanadium and zinc correspond to Clarks, and for nickel, copper and lead they are 1.5–2 times less. In the precipitating suspension, the content of all chemical elements is 1.2–2.4 times higher than in bottom sediments.

**Ермолов А.А.<sup>1</sup>, Кизяков А.И.<sup>1</sup>, Илюшин Д.Г.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: alexandr.ermolov@gmail.com; <sup>2</sup>ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова», г. Москва)

**Типизация берегов Баренцева и Карского морей по их чувствительности к разливам нефти и нефтепродуктов**

**Ermolov A.A.<sup>1</sup>, Kizyakov A.I.<sup>1</sup>, Ilyushin D.G.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>«Marine Research Center of the Lomonosov Moscow State University» LLC, Moscow)

**The Barents and Kara shores typification according to their sensitivity to oil and oil product spills**

Ключевые слова: арктические берега, разливы нефти, экологическая чувствительность, геоморфологический анализ, районирование

Проведена оценка экологической чувствительности берегов российского сектора Баренцева и Карского морей к разливам нефти и нефтепродуктов на основе геоморфологического анализа и районирования береговой зоны в соответствии с международной системой индексов (Environmental Sensitivity Index). Результаты представлены в виде карт экологической чувствительности морских берегов.

Оценки воздействия на окружающую среду морских систем добычи и транспорта углеводородного сырья на арктическом континентальном шельфе показывают, что наиболее тяжелые в экологическом отношении последствия будут возникать при аварийных разливах нефти и нефтепродуктов, достигающих береговой зоны. С момента возникновения аварии и контакта нефти и нефтепродуктов с морской водой и грунтами прибрежной зоны развивается сложная картина их взаимодействия, сценарии и результаты которой определяются как природными условиями, так и свойствами самой нефти и нефтепродуктов. В морской среде нефть подвергается воздействию различных химических, физических и биологических процессов и постепенно теряет свои первоначальные свойства, разделяется на группы углеводородов и фракции, вплоть до исчезновения. Это и есть так называемое естественное самоочищение природной среды, которое происходит в морской экосистеме и не несет катастрофических последствий, если, конечно, токсическая нагрузка не превысила допустимые пределы.

На арктических берегах загрязнение дисперсных грунтов нефтью и нефтепродуктами имеет гораздо большую опасность с эколого-геологической точки зрения. Здесь период естественного самоочищения может быть заметно увеличен вследствие суровых гидрометеорологических условий, длительной консервации прибрежного мелководья и акватории морскими льдами, продолжительного отсутствия солнечной радиации и пр.

Нефть может проникать в крупнообломочные отложения, перекрываться рыхлыми осадками в областях интенсивного разрушения берегов, а также осаждаться на участках с низкой гидродинамической активностью среды, лайдах и пр.

Это обуславливает целесообразность разработки комплексных мероприятий по охране окружающей среды, предупреждению и устранению последствий потенциально возможных разливов нефти и нефтепродуктов. Одним из направлений этой деятельности является оценка экологической чувствительности морских берегов к нефтяным разливам и разработка соответствующих карт, определяющих приоритеты защиты береговых экосистем в случае возникновения чрезвычайных ситуаций. Учитывая приоритеты российских нефтедобывающих компаний нами проведена типизации, оценка и сравнительный анализ экологической чувствительности берегов российского сектора Баренцева и Карского морей, как одних их наиболее активно осваиваемых регионов.

Оценка выполнена в соответствии с международной системой индексов чувствительности ESI (Environmental Sensitivity Index) [1] на основе комплексного геоморфологического анализа и районирования береговой зоны по дистанционным спутниковым, картографическим данным и материалам полевых исследований авторов. Чувствительность берегов к нефтяным разливам определялась на основе экспертной оценки и включала анализ геологических, геоморфологических, геокриологических и гидродинамических условий отдельных береговых районов. В качестве основы использовалось геоморфологическое районирование береговой зоны, разработанное на основе традиционных методических подходов геоморфологии морских берегов. Анализ выполнялся в рамках отдельных литодинамических систем или участков берега, обладающих схожими показателями морфологии и литологии. Используя сочетание рассмотренных факторов, каждому участку присваивался индекс чувствительности к нефтяному загрязнению в соответствии с системой индексов ESI.

Всего на побережье Баренцева и Карского морей выделено 12 типов берегов с различным уровнем экологической чувствительности (таблица). На созданных картах каждый уровень имеет цветную кодировку в соответствии с увеличением индекса экологической чувствительности от холодного цвета к теплему, согласно принятой цветовой шкале. Это обеспечивает наглядную идентификацию экологической чувствительности берега при картографировании и работе с геоинформационными системами, упрощает оперативную работу при планировании ликвидации разливов.

С целью адаптации оригинальных названий международной системы индексов к региональным условиям при разработке легенды в названия были внесены изменения, которые можно считать минимальными. Крупность пляжевых отложений принята в соответствии с системой

индексов ESI.

Таблица. Экологическая типизация берегов Баренцева и Карского морей

	Тип берега	Индекс ESI
1.	Открытые скалистые уступы	1A
2.	Открытые скалистые уступы с валунно-глыбовой отмосткой	1C
3.	Защищенные скалистые уступы и крупнообломочные берега	8D
4.	Открытые ледяные уступы	1D
5.	Открытые уступы в песчано-глинистых отложениях	3B
6.	Защищенные уступы в песчано-глинистых отложениях	8A
7.	Пляжи, сложенные разнородным песком	4
8.	Пляжи, сложенные смешанными песчано-галечными отложениями	5
9.	Галечные и валунно-глыбовые пляжи	6B
10.	Защищенные песчано-илистые приливные и ветровые осушки (отмели, мелководья)	9A
11.	Соленые и солоноватые марши (лайды)	10A
12.	Затапливаемые низменные тундры	10E

Наибольшую протяженность на исследованных побережьях имеют защищенные абразионно-денудационные берега заливов и проливов, выработанные в коренных породах и характеризующиеся наличием скалистых уступов и крупнообломочных отложений в волноприбойной зоне (индекс – 8D). Немного меньшую протяженность имеют защищенные термоденудационные и абразионно-термоденудационные берега с уступами, выработанными в песчано-глинистых отложениях (индекс – 8A), а также открытые абразионные и термоабразионные берега, сложенные рыхлыми (нелитифицированными) отложениями (индекс – 3B). Аккумулятивные выровненные берега (индексы – 4, 5 и 6B) имеют протяженность сопоставимую с протяженностью абразионных рыхлых берегов.

Наиболее чувствительными к загрязнению нефтью и нефтепродуктами являются аккумулятивные лагунно-бухтовые и дельтовые берега с обширными осушками, мелководьями и лайдами (индексы 9A, 10A и 10E). Наименее чувствительные – открытые морскому волнению абразионные и абразионно-денудационные берега с клифами, бенчами и валунно-глыбовыми отмостками (индексы 1A и 1C), выработанные в коренных породах.

Специфические термоденудационные ледяные берега, образованные ледниковыми куполами и выводными ледниками арктических архипелагов, также имеют весьма широкое распространение. Это обусловлено высокой

изрезанностью берегового контура островов, являющихся областью современного оледенения. Берега этого типа имеют низкую экологическую чувствительность – индекс 1D.

Материалы публикации подготовлены в рамках выполнения работ по анализу и обобщению результатов экологических исследований морей Российской Федерации, разработке экологических атласов в рамках серии «Экологические атласы морей России» по заказу ПАО «НК «Роснефть» и работ по публикации результатов экологических исследований, проведенных ООО «Арктический Научный Центр» в 2012–2017 гг. в рамках серии «Атласы морей Российской Арктики» по заказу ООО «Арктический Научный Центр», научный институт ПАО «НК «Роснефть»; по темам ГЗ 121051100167-1; 121051100164-0.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Petersen J NOAA Technical Memorandum NOS OR&R 52. Environmental Sensitivity Index Guidelines. Version 4.0, 2019.
2. Экологический Атлас. Карское море. ООО "Арктический научный центр". Москва: 2016, 271 с.
3. Экологический Атлас. Баренцево море. Фонд НИР. Москва, 2020. 450 с.

The environmental sensitivity assessment of the Russian coasts of the Barents and Kara Seas to oil and oil product spills was carried out on the basis of geomorphological analysis and zoning of the coastal zone in accordance with the Environmental Sensitivity Index. The result is maps of the ecological sensitivity of seas coasts.

**Иванов М.В., Аксентов К.И., Алаторцев А.В.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток,  
e-mail: kirov-max@mail.ru)

**Содержание ртути в поверхностных донных осадках и колонках Восточно-Сибирского, Лаптевых морей и прилегающей часть Северного Ледовитого океана**

**Ivanov M.V., Aksentov K.I., Alatorstev A.V.**

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

**Mercury content in the bottom sediments of the East Siberian, Laptev seas and the adjacent part of the Arctic Ocean**

Ключевые слова: ртуть, донные осадках, геоэкология, Арктика, Восточно-Сибирское море, море Лаптевых

Изучено содержание ртути в донных осадках Восточно-Сибирского, Лаптевых, Чукотского морей и примыкающей части Северного Ледовитого океана. Установлена зависимость содержаний ее от гранулометрического состава осадков и редокс-условий придонных вод, что в общем виде проявляется как батиметрическая зональность распределения.

Наиболее информативной частью водных систем с позицией оценки степени их устойчивого загрязнения являются донные осадки, несомненно связанные со всеми другими компонентами и способные аккумулировать вклады различных источников. Типичные содержания ртути в донных осадках на 3–4 порядка выше, чем в воде. Это снимает многие аналитические трудности и делает, как правило, оценку картины загрязнения бассейна по донным осадкам существенно более надежной, чем по воде.

Определено содержание ртути в 79 поверхностных донных осадках и в 15 колонках (мульти-кореры) с ненарушенной поверхностью (рис. 1). Для определения ртути, использовался анализатор ртути Pa-915+ с пиролизической приставкой ПИРО-915. Нижний предел обнаружения – 0,5 ppb. Погрешность анализа составляла 2–3%. Стандартными образцами на ртуть служили ГСО 7183-95, СПДС-1,2,3, HISS-1, MESS-4 и PACS-3. Внешний контроль ежегодно выполнялся в лаборатории фирмы-производителя (ООО Люмэкс, г. Санкт-Петербург). Статистические параметры распределения были определены с помощью программы GeoStat.

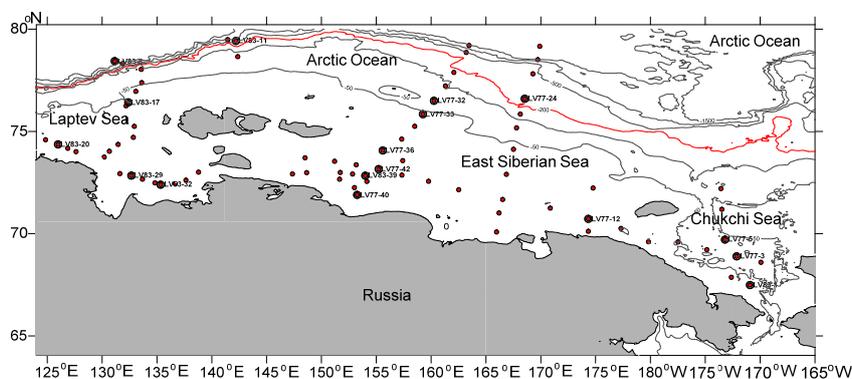


Рис. 1. Карта станций Чукотского, Восточно-Сибирского, Лаптевых морей и прилегающей части Северного Ледовитого океана. Точками показаны станции отбора, изолиниями – рельеф дна (м). Подписаны станции, где была определена ртуть по вертикали.

В результате обработки данных было установлено, что содержание ртути изменяется с батиметрическим уровнем (рис. 2). Район исследований характеризуется выборкой 79 проб поверхностных донных осадков (0–5 см), которые подразделяются на 2 группы: 1) до глубин 100 м (n=67), 2) интервал глубин 100–2600 м (n=12). Содержания ртути для данного района варьирует от 3 до 92 ppb, при среднем и медианном содержании 31 и 29 ppb соответственно. За фоновое содержание принято значение медианы, что хорошо согласуется с ранее определенным фоном, который составляет 28 ppb для донных осадков Чукотского моря и прилегающей части Северного Ледовитого океана [1].

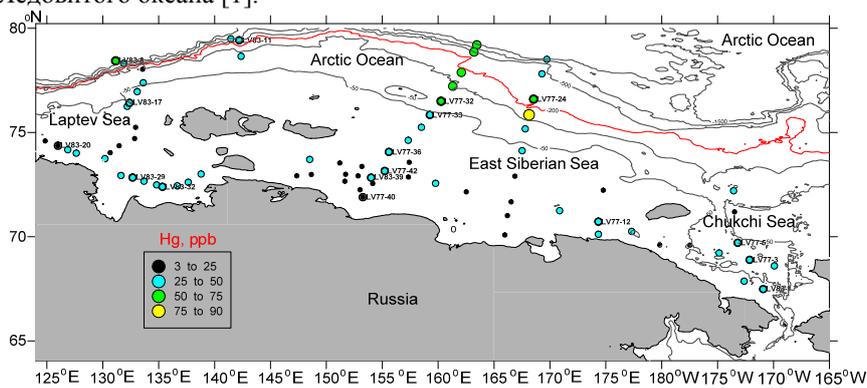


Рис. 2. Содержания ртути в поверхностных донных осадках Чукотского, Восточно-Сибирского, Лаптевых морей и прилегающей части Северного Ледовитого океана. Точками показаны станции отбора, изолиниями – рельеф дна (м).

Основным фактором, определяющим изменчивость содержания ртути в донных осадках, является наличие окисленных или восстановленных осадков. Превышение над фоном в 2 раза характерно для глубоководной части (глубина 100–2600 м) района (рис. 2), где распространены окисленные осадки. В мелководной части (0–50 м) моря Лаптевых, где распространены восстановленные осадки различного состава, содержания ртути значительно меньше, однако также прослеживается влияние р. Лены. Необходимо учитывать, что поступление терригенного органического вещества в море определяется продуктами термической и волновой абразии материала берегового ледового комплекса. В пробах поверхностных донных осадках, отобранных в устье р. Лены в 2008–2009 гг., были получены аналогичные содержания ртути [3]. Так же повышенные содержания на станциях LV77-30, 31, 32 связаны с наличием на дне скопления железомарганцевых конкреций.

Подобная картина распределения ртути в поверхностных донных осадках характерна для других районов Арктики с природными источниками ее поступления. В центральной части Северного Ледовитого океана, где распространены окисленные осадки, содержания ее составляют 80–100 ppb, в поверхностных осадках прибрежной части моря Бофорта составляют 20–100 ppb, в прибрежной части Восточно-Сибирского и моря Лаптевых – 20–40 ppb, в районе устья крупных рек – около 60–80 ppb [2].

При анализе распределения ртути в мульти-корерах донных осадков можно отметить, что в глубоководной части оно характеризуется весьма большой изменчивостью по вертикали, что связано с чередованием в разрезе окисленных и восстановленных осадков, накапливавшихся, соответственно, в периоды потепления и похолодания. Содержания ртути в мульти-коре LV83-8-3, отобранных в глубоководном районе, составляют от 25 до 51 ppb (рис. 3). В мульти-корерах LV83-1-2 и LV83-17-3, расположенных на шельфе (рис. 3), содержания ртути значительно меньше, около 25 ppb.

Результаты исследований показали, что основным фактором, определяющим изменчивость содержания ртути в поверхностных донных осадках и кернах исследуемого района, является наличие окисленных или восстановленных осадков. Так же, как и для других морей Арктики содержания ртути зависит от гранулометрического состава донных осадков.

Антропогенное загрязнение осадков ртутью нами не отмечено, но нельзя исключать, что какая-то ее часть, поступающая с речными водами р. Лены и накапливающаяся в мелководной части моря Лаптевых, может иметь антропогенное происхождение.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта 18-77-10017.

Таблица. Содержания ртути (ppb) в поверхностных донных осадках арктических и дальневосточных морей.

Объект	Количество проб	Hg, ср.	Фон	Пределы вариаций фона	Аномально высокие содержания	Источник
Чукотское море и прилегающая часть Северного Ледовитого океана	263	36	26	7–92	146	[1]
Котловина Дерюгина Охотского моря	51	61	29	6–197	371	[1]
Амурский залив Японского моря	119	50	13	12–198	550	[3]
Восточно-Сибирское, Лаптевых моря	35	27	28	3–50	–	Наши данные 2018
Карское море	–	28	–	–	–	[4]
Море Бофорта	–	–	–	17–74	–	[4]

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов М.В. Ртуть в донных осадках окраинных морей северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2014. № 4. С. 63–74.
2. Экологический атлас Арктики. 2000. <http://www.arctic.noaa.gov/aro/atlas/>
3. Иванов М.В. Ртуть в поверхностных донных осадках моря Лаптевых // Строение литосферы и геодинамики: Материалы XXIV Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 95–96.
4. Fedorov Y.A., Ovsepyan A.E., Zimovets A.A. et al. Mercury Distribution in Bottom Sediments of the White Sea and the Rivers of Its Basin // Sedimentation Processes in the White Sea. 2018. P. 207–240.

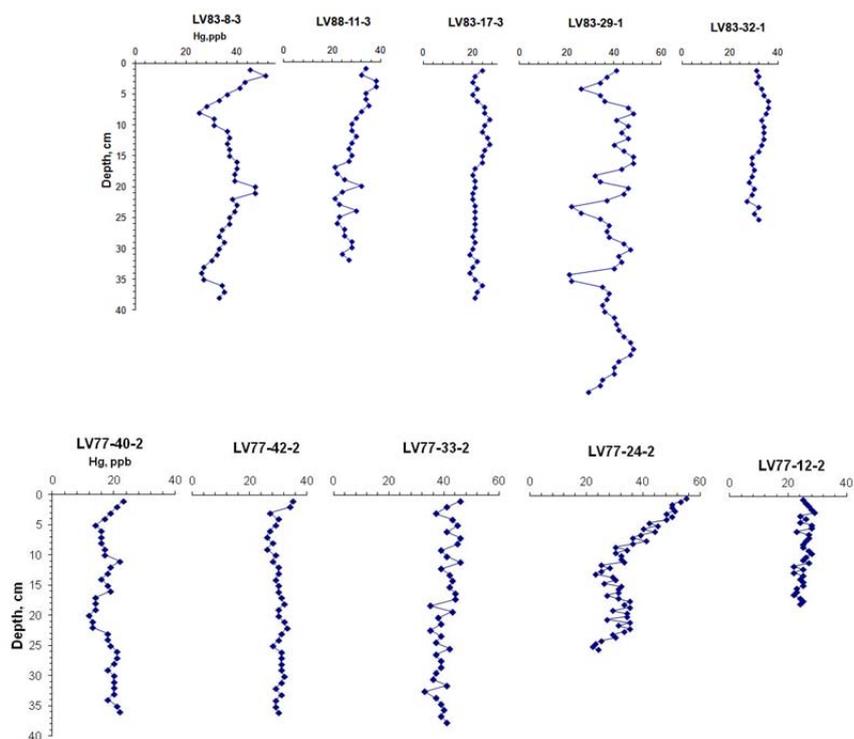


Рис. 3. Содержание ртути (ppb) в некоторых мульти-корерах.

The mercury content in the bottom sediments of the East Siberian, Laptev, Chukchi seas and the adjacent part of the Arctic Ocean was studied. The dependence of its contents on the granulometric composition of sediments and redox conditions of bottom waters is established, which generally manifests itself as the bathymetric zonality of the distribution.

**Крек А.В.<sup>1</sup>, Гусев А.А.<sup>1</sup>, Крек Е.В.<sup>1</sup>, Михневич Г.С.<sup>1,2</sup>**

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

av\_krek\_ne@mail.ru; <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград)

**Влияние сброса солевого раствора на донную экосистему северного побережья Самбийского полуострова (юго-восточная часть Балтийского моря)**

**Krek A.V.<sup>1</sup>, Gusev A.A.<sup>1</sup>, Krek E.V.<sup>1</sup>, Mikhnevich G.S.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

**Impact of the brine discharge on the bottom ecosystem of the northern coast of the Sambia Peninsula (southeastern part of the Baltic Sea)**

Ключевые слова: сброс рассола, градиент солености, тяжелые металлы, донные осадки, Балтийское море, рельеф, макрозообентос

На северном побережье Самбийского полуострова Калининградской области в течение трех лет производится сброс рассола, образующегося при размыве соляных пластов на суше. Исследование направлено на изучение влияния данной хозяйственной деятельности на донную экосистему. Выявлено значительное изменение в биомассе, численности и структуре бентосного сообщества, определены основные пути распространения рассола по дну.

Целью исследования являлась комплексная оценка влияния сброса рассола на донную экосистему прибрежного мелководья.

С 2018 г. в прибрежной акватории производится сброс рассола, образованного размывом соляных пластов морской водой около пос. Романово. Дополнительное поступление соли в береговую зону закономерно приводит к изменениям в существующей экосистеме [1–5].

Размыв пластов соли выполняется для создания подземного хранилища газа (ПХГ) путем закачки морской воды через буровые скважины. К 2025 г. планируется создание резервуаров общим объемом 800 млн. м<sup>3</sup>. Общий объем растворяемого массива каменной соли составит 5.7 млн. м<sup>3</sup>. При этом будет извлечено около 40 млн. м<sup>3</sup> строительного рассола. С 2018 г. для размыва резервуаров выполняется забор морской воды с глубины 8 м и сброс рассола на глубине 12 м в прибрежной зоне Куликовской бухты. По подземному трубопроводу вода закачивается в соляные пласты, минерализуясь в процессе растворения соли до рассола с минерализацией 310 г/л. Далее этот рассол направляется в резервуары для разбавления морской водой до концентрации соли 100 psu и сбрасывается обратно в прибрежную зону. На рисунке приведена технологическая схема сброса и схема исследования.

Комплексные работы включали в себя: съемку рельефа дна для изучения особенностей морфологии дна и определения возможных путей движения рассола по склону, CTD-зондирование для фиксирования сброса, отбор донных осадков для оценки изменения гранулометрического состава и поступления загрязнения, отбор проб макрозообентоса для изучения изменений в биоте. Промер глубин выполнялся переносным эхолотом Garmin Fish Finder 80 в масштабе 1:5000. CTD зондирование выполнялось 29 июня и 19 июля 2019 г. зондом Idronaut Ocean Seven 316 Plus. Отбор проб донных осадков и макрозообентоса выполнялся 12 июля 2020 г. с борта ПС «Академик Иоффе». Тяжелые металлы (ТМ) определялись на атомно-эмиссионном спектрометре ОПТИМА 2100DV. Определение содержания Hg выполнялось с использованием анализатора ртути РА-915+ методом пиролиза. Определение нефтепродуктов (НП) выполнялось методом ИК-спектроскопии с использованием анализатора содержания нефтепродуктов АН-2. Для оценки влияния на экосистему сброса рассола были использованы результаты мониторинга при нефтедобыче на Кравцовском месторождении на станции 4 за 2015–2020 гг., где пробы донных осадков и бентоса отбирались ежегодно.

По результатам съемки рельефа дна были обнаружены поднятие и система ложбин, выработанных в ледниковых отложениях, которые могут влиять на распределение гравитационных токов. Так поднятие ограничивает гравитационное попадание придонной воды к западу от сброса.

CTD зондирование позволило обнаружить аномалии солености в придонном слое в июне и июле 2019 г. В июне максимальные значения солености в придонном слое составили 28.19 psu при средней в столбе воды 7.26 psu. Мощность придонного слоя повышенной солености составила до 0.5 м.

В среднем, содержание ТМ в осадках было сопоставимо со значениями, полученными на станции 4 в результате проведения многолетнего экологического мониторинга (таблица). Содержание НП в точках с высоким содержанием фракции <0.063 мм было заметно выше фоновых значений (см. таблицу), что может говорить об антропогенном загрязнении.

Численность бентоса в точках Р1 и Р4 была значительно ниже, чем в точках Р2 и Р3. По биомассе выделялась точка Р1, где ее значения были в 3-4 раза ниже, чем в остальных точках. Поступление рассола в береговую зону и дальнейшее его движение по склону находит отражение в изменении структуры зообентоса. В бентосном сообществе отчетливо выделяется зона преобладающего стока рассола (точки Р2 и Р3). С 2015 по 2018 гг. на станции 4 численность бентоса была на значительно более низком уровне, чем на разрезе Р1-Р4 и лишь в 2019-2020 гг. соответствовала уровню точек Р1 и Р4. Биомасса бентоса на станции 4 в 2020 г. начала приближаться к значениям в точке Р1.

С 2018 г. на станции 4 появились *S. shrubsolii*, *C. Volutator*, *P. Ulvae* и

*C. glaucum*, у которых в течение 2018-2020 гг. постоянно увеличивались численность и биомасса. Похожих изменений вдоль побережья не было отмечено, численность, видовой состав и биомасса зообентоса на значительном удалении от района сброса не претерпела значительных изменений

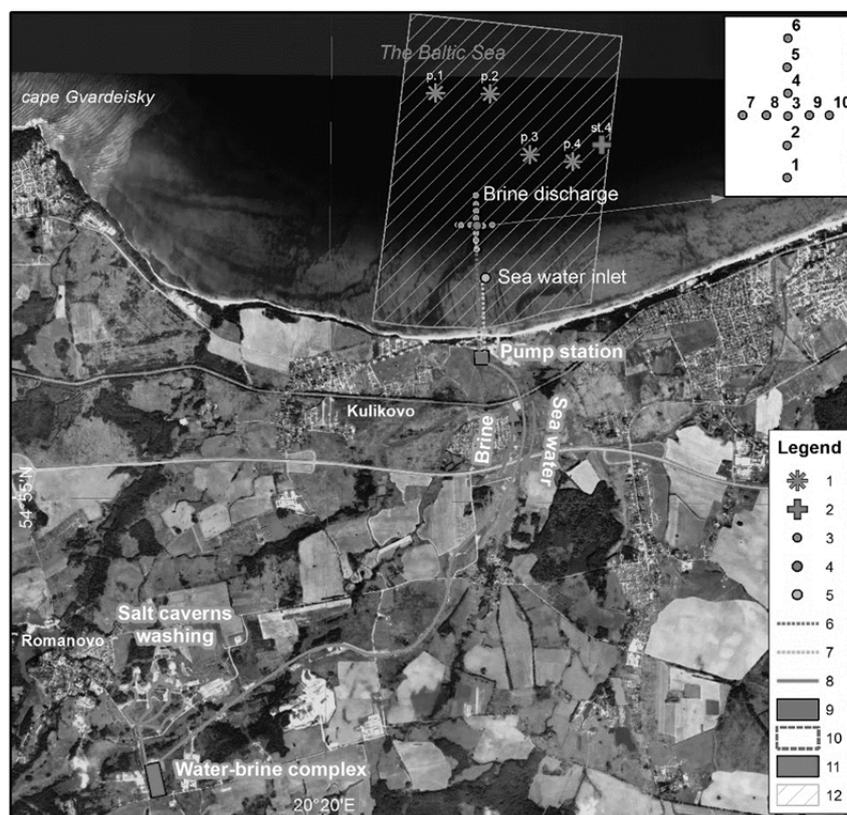


Рисунок. Схема исследований. Условные обозначения: 1 – точки отбора донных осадков и бентоса в 2020 г.; 2 – точка многолетнего мониторинга; 3 – точки STD-зондирования в июне-июле 2020 г.; 4 – точка сброса рассола; 5 – точка водозабора морской воды; 6 – трубопровод для выпуска рассола; 7 – трубопровод водозабора; 8 – схема расположения трубопровода для подачи воды и сброса рассола на суше; 9 – насосная станция; 10 – район обустройства ПХГ; 11 – водно-рассольный комплекс разбавления рассола до проектных значений; 12 – район промера глубин.

Таблица 1 Результаты химического анализа донных осадков

Потенциально опасные вещества	Ед. измерения	Точка				Содержание до сброса на ст. 4
		P1	P2	P3	P4	
Hg	ppm	0.005	0.01	0.025	0.009	0.05
Fe	%	1.6	2.4	2.2	2.5	1.5
Cd	ppm	0.08	0.05	0.06	0.08	0.1
Mn	%	0.025	0.027	0.022	0.026	0.1
Cu	ppm	4.4	9.2	4.6	7.85	8
Pb	ppm	4.2	0.81	5.175	4.315	10
Zn	ppm	24	40	26	35	21
НП	ppm	40	106	43	70.5	<40

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Benaissa M., Rouane-Hacene O., Boutiba Z., Habib D., Guibbolini-Sabatier M.E., Risso-De Faverney C. Ecotoxicological effects assessment of brine discharge from desalination reverse osmosis plant in Algeria (South Western Mediterranean) // *Regional Studies in Marine Science*. 2020. V. 39. 101407.
2. Sola I., Zarzo D., Carratalá A., Fernández-Torquemada Y., de-la-Ossa-Carretero J. A., Del-Pilar-Ruso Y., Sánchez-Lizaso J.L. Review of the management of brine discharges in Spain // *Ocean & Coastal Management*. 2020. V. 196. P. 105301.
3. Sola I., Fernández-Torquemada Y., Forcada A., Valle C., del Pilar-Ruso Y., González-Correa J.M., Sánchez-Lizaso J.L. Sustainable desalination: Long-term monitoring of brine discharge in the marine environment // *Marine Pollution Bulletin*. 2020. V. 161. P. 111813.
4. Nasr H., Yousef M., Madkour H.A. Impacts of discharge of desalination plants on marine environment at the Southern Part of the Egyptian Red Sea Coast (Case Study) // *International Journal of Ecotoxicology and Ecobiology*. 2019. V. 4 (3). P. 81–85.
5. Robakiewicz M. Spreading of brine in the Puck Bay in view of in-situ measurements // *E3S Web of Conferences*. 2018. EDP Sciences. V. 54. P. 00029.

On the northern coast of the Sambia Peninsula of the Kaliningrad region, the brine is discharged from the erosion of salt layers on land for three years. The study is aimed at studying the impact of this economic activity on the bottom ecosystem. A significant change in the biomass, number and structure of the benthic community was revealed, and the main pathways for the spread of brine along the bottom were determined.

**Кузнецов А.Н.**

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

**Нефтяные агрегаты и слики на российском побережье  
Черного моря: эмпирико-статистическое моделирование  
процесса естественной трансформации**

**Kuznetsov A.N.**

(Southern Federal University, Rostov-on-Don)

**Tarballs and oil slicks on the Black Sea coast of Russia:  
empirical-statistical modeling of the natural transformation  
process**

Ключевые слова: Черное море, загрязнение, нефтяной агрегат, нефтяной слик, морское побережье, естественная трансформация

Работа посвящена анализу результатов 14-летних наблюдений за изменением количества, свойств и состава нефтяных агрегатов и сликов на берегу Черного моря от Керченского пролива до Цемесской бухты. Полученные данные подвергнуты множественному регрессионному анализу для оценки скорости естественной трансформации нефтяного загрязнения и ее зависимости от природных факторов.

Российский сектор Азово-Черноморского бассейна лежит на пути важнейших транспортных потоков нефти и нефтепродуктов, что обуславливает высокий уровень и хронический характер нефтяного загрязнения [1–4]. Крупнейшая для региона нефтяная катастрофа произошла 11 ноября 2007 г. в Керченском проливе: во время шторма разломился и затонул танкер «Волгонефть-139», в воду попало 1.3 тыс. т мазута [4–6]. Одной из форм загрязнения побережья являются нефтяные слики и агрегаты, выбрасываемые на берег. При проведении режимных наблюдений им не придают такого значения, как содержанию нефтяных компонентов в воде и донных отложениях. В то же время, как было показано нами ранее [4], деструкция следов нефтяного загрязнения на побережье способна существенно повлиять на уровень загрязнения прибрежных вод.

Настоящая работа посвящена анализу результатов многолетних наблюдений за изменением количества, свойств и состава нефтяных агрегатов и сликов на берегу Черного моря в районах деятельности портовых терминалов и интенсивного судоходства: в Цемесской бухте, Керченском проливе и на сопредельных участках (рис. 1), а также оценке скорости их естественной трансформации и ее зависимости от природных факторов.

Программа исследований включала отбор проб воды и донных отложений, отбор, визуальное и органолептическое описание образцов

нефтяных агрегатов и сликов, обнаруженных на берегу. Работы выполнялись в августе и декабре 2007 г., августе – сентябре 2008–2010 гг., январе, мае, августе – сентябре и ноябре 2011 г., июне 2012 и 2013 гг., августе – сентябре 2014 г., июле 2016 и 2019 гг., августе 2021 г. В общей сложности за 14-летний период наблюдений исследован 261 образец нефтяных агрегатов и сликов. Анализ проб производился с помощью комплекса хроматографических, гравиметрических и оптических методов [7], позволяющих определять суммарное содержание нефтяных компонентов, относящихся к трем хроматографическим зонам: 1) алифатические, алициклические, моно- и диароматические углеводороды (УВ); 2) 3–5-ядерные ароматические углеводороды (ПАУ); 3) смолистые компоненты – смолы и асфальтены (СК).



Рис. 1. Схема расположения станций наблюдений и отбора проб

Данные о составе следов нефтяного загрязнения на рассматриваемых побережьях совместно с полученными ранее аналогичными данными для районов крупных нефтяных разливов на северо-западе Франции и Испании [8] были подвергнуты множественному регрессионному анализу для получения эмпирико-статистической модели, описывающей влияние природных факторов на скорость естественной трансформации нефтяного загрязнения. В анализ были включены только пробы нефтяных агрегатов и сликов, которые удалось объединить в кластеры по их составу, свойствам и идентифицировать с конкретными разливами. Из числа проб, отобранных на побережьях Черного моря и Керченского пролива, таких оказалось 166.

В ходе наблюдений на пляжах, абразионных террасах и клифах,

берегозащитных сооружениях регулярно фиксировались следы нефтяного загрязнения в виде корок, пленок, брызг, подтеков, а также нефтяных агрегатов различной формы и размеров, содержащих минеральные частицы, обломки раковин и растительные остатки. Особенно много их наблюдалось на блоках известняка Тузлинской дамбы (до того, как в 2014 г. она была вовлечена в строительство Крымского моста) и берегозащитных сооружений у основания косы Чушка в Керченском проливе, сильно загрязненных мазутом с танкера «Волгонефть-139», а также на галечных пляжах Суджукской косы, расположенной у входа в Цемесскую бухту, напротив нефтяного терминала в пос. Шесхарис. Органолептические свойства и состав собранных образцов указывают на различную степень их трансформации и, как следствие, хронический характер загрязнения. С течением времени под действием факторов окружающей среды соотношение между углеводородами, которые можно считать относительно лабильными компонентами нефти, и более консервативными смолисто-асфальтовыми веществами смещается в пользу последних. В этой связи, ранее нами была высказана и теоретически обоснована идея о возможности использования соотношения между ними ( $УВ/СК$ ) в качестве упрощенного показателя степени трансформации разлившейся нефти или нефтепродукта [9].

Бликий к экспоненциальному характер уменьшения во времени соотношения  $УВ/СК$  в составе нефтяных агрегатов и сликос позволяет применить для аппроксимации этого процесса кинетическое уравнение реакции  $n$ -го порядка (1). Согласно результатам множественного регрессионного анализа данных наблюдений, в этом уравнении  $n = 2,982$ , а константа скорости процесса  $k$  зависит от исходной толщины слика и его положения на профиле береговой зоны в соответствии с уравнениями (1–4):

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

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

$$f(i) = 0.948 \cdot e^{-77.4(i-0.188)^2} + 0.052 \quad (3)$$

$$f(h_0) = h_0^{-0.644} = (h_t e^{0.0093e^i k' t})^{-0.644} \quad (4)$$

где  $(УВ/СК)_0$  и  $(УВ/СК)_t$  – соотношение между содержанием углеводородов и смолистых компонентов в начальный момент времени и через временной интервал  $t$ , выраженный в днях,  $f(i)$  и  $f(h_0)$  – функции зависимости константы  $k$  от обеспеченности более высокого уровня моря по отношению к месту отбора пробы слика  $i$  и его исходной толщины  $h_0$  или толщины в момент отбора пробы  $h_t$  (мм), а  $k'$  – константа скорости трансформации слика или агрегата толщиной 1 мм в верхней части литорали, где, согласно результатам наблюдений, создается идеальное сочетание времени контакта с воздухом и морской водой, воздействия солнечных лучей и морского прибоя, а значение функции  $f(i)$  достигает максимального значения – единицы. В свою очередь, константа  $k'$  определяется географическими условиями: климатическими, гидрологическими, геоморфологическими:

$$k' = (f(S) + f(T) + f(H) + 0.0307), \quad (5)$$

$$f(S) = 0.36011 \cdot e^{-0.0130 \cdot S^2}, \quad (6)$$

$$f(T) = 0.00301 \cdot T \cdot e^{-0.00151 \cdot T^2}, \quad (7)$$

$$f(H_s) = 0.06152 \cdot H_s, \quad (8)$$

где  $f(S)$  – функция зависимости  $k'$  от средней многолетней солёности морской воды ( $S$ , ‰);  $f(T)$  – функция зависимости  $k'$  от средней многолетней температуры морской воды и (или) воздуха пропорционально обеспеченности более высокого уровня моря по отношению к месту обнаружения слика  $i$  ( $T$ , °C);  $f(H_s)$  – функция зависимости  $k'$  от высоты волны 1% обеспеченности в зоне прибоя при средней многолетней скорости ветра с моря ( $H_s$ , м). Все параметры уравнений (1–8) являются статистически значимыми, а коэффициент множественной регрессии составляет 0,986.

Зависимость  $k'$  от солёности воды следует понимать более широко – как роль совокупности факторов и процессов, формирующихся под влиянием континента, таких как обогащенный питательными веществами пресноводный сток, более высокие, по сравнению с морским климатом, значения прямой и суммарной солнечной радиации, годовой амплитуды температур, количества циклов замерзания – оттаивания воды, суммы активных температур. Все эти факторы рассматривались и были исключены из модели ввиду их высокой парной корреляции с солёностью.



Рис. 2. Прогностическая карта скорости естественной трансформации нефтяного загрязнения на побережьях (по константе  $k'$  в уравнении (5))

На основе уравнений (5–8) создана прогностическая карта скорости естественной трансформации нефтяного загрязнения на морских побережьях (рис. 2). Такие карты могут быть полезны при экологическом обосновании мест строительства объектов нефтяной инфраструктуры,

разработке планов по предупреждению и ликвидации разливов нефти и нефтепродуктов, в т.ч. при определении районов повышенного риска и приоритетной защиты, целесообразности и масштабов применения технических средств очистки побережий с учетом того, что ими может быть вызван дополнительный экологический ущерб, нередко сопоставимый с прямым ущербом от разлива.

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

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бедрицкий А.И., Асмус В.В., Кровотынцев В.А. и др. Спутниковый мониторинг загрязнения российского сектора Черного и Азовского морей в 2003–2007 гг. // Метеорология и гидрология. 2007. № 11. С. 5–13.
2. Немировская И.А., Лисицын А.П. Углеводороды в водах и донных осадках прибрежных районов северо-восточной части Черного моря // Докл. РАН. 2015. Т. 464. № 3. С. 334–340.
3. Немировская И.А., Завьялов П.О., Коновалов Б.В., Храмцова А.В. Содержание и состав углеводородов в воде и осадках в районе Керченского пролива // Докл. РАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 118–123.
4. Кузнецов А.Н., Кузнецова Е.В. Нефтяное загрязнение побережья Черного моря в районе города Новороссийска и Керченского пролива: многолетняя динамика и оценка способности к самоочищению // Океанологические исследования. 2021. Т. 49. № 1. С. 142–162.
5. Кленкин А.А., Агапов С.А. Динамика распределения нефтепродуктов в воде и донных отложениях Азовского и Черного морей после аварии судов в Керченском проливе // Водные ресурсы. 2011. № 2. С. 214–222.
6. Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И., Савицкий Р.М. Воздействие на среду и биоту аварийного разлива нефтепродуктов в Керченском проливе в ноябре 2007 г. // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 3. С. 259–273.
7. Никаноров А.М., Страдомская А.Г. Проблемы нефтяного загрязнения пресноводных экосистем. Ростов-на-Дону: НОК, 2008. 222 с.
8. Kuznetsov A.N., Fedorov Yu.A., Fattal P. Self-Cleaning of Seacoasts Polluted by Spilled Fuel Oil. In: Oil Pollution: Issues, Impacts and Outcomes / Ed. E. Potter and A. Vega. New York: Nova Science Publishers Inc, 2018. P. 117–137.
9. Федоров Ю.А., Страдомская А.Г., Кузнецов А.Н. Закономерности трансформации нефтяного загрязнения в водотоках по данным многолетних наблюдений // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 3. С. 327–337.

The paper examines the results of 14-year observations of changes in quantity, properties and composition of oil slicks and tar balls on the Black Sea coast between the Kerch Strait and the Tsemes Bay. The obtained data was subjected to the multiple regression analysis in order to assess the rate of oil pollution natural destruction and its dependence on the environmental factors.

**Лучшева Л.Н.<sup>1</sup>, Обжиров А.И.<sup>2</sup>, Коновалов Ю.И.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: lluch@mail.ru; <sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток)

**Мониторинговые исследования ртути в шельфовых водах северо-восточного Сахалина**

**Luchsheva L.N.<sup>1</sup>, Obzhirov A.I.<sup>2</sup>, Konovalov Yu.I.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>2</sup>V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok)

**Monitoring studies of mercury in waters of the northeastern shelf of Sakhalin**

Ключевые слова: мониторинг, метан, формы ртути, нефтегазовые месторождения, катастрофические события, шельф Сахалина.

Выявлена высокая изменчивость концентраций метана, а также взвешенной и растворенной форм ртути в шельфовых водах Сахалина, обусловленная сейсмотектоническими процессами в зоне сочленения литосферных плит. Установлены индикаторные роли метана и форм нахождения ртути, связанные с разными периодами сейсмотектонической активизации геологических структур.

Изучение особенностей распределения метана и ртути в шельфовых водах северо-восточного Сахалина было проведено с 1998 по 2000 гг. в период мониторинговых исследований метана в рамках российско-германского проекта COMEX [1]. Сахалин находится на стыке двух литосферных плит, где вследствие концентрации тектонических напряжений в пределах сейсмоактивных разломов земной коры периодически происходят землетрясения. В зонах сжатия, где океаническая плита уходит под континентальную плиту, из погребенных органических отложений происходит выделение метана, а под воздействием высокого давления и низкой температуры здесь образуются гидраты метана.

Первоисточником ртути предполагается вещество мантии, при дегазации которой ртуть вместе с перегретым водяным паром выносится в верхнюю часть земной коры (Кузнецов, Оболенский, 1970; Федорчук, 1976). Миграция ртути осуществляется вместе с "мантийным" гелием и другими газами по зонам разломов мантийного заложения [2]. Поэтому основные ртутные месторождения локализованы в пределах планетарных ртутных поясов, приуроченных к глобальным структурам Земли, и контролируются системами глубинных разломов. Поскольку повышенное количество ртути часто встречается во всех углеводородных компонентах нефтегазовых залежей, а ртуть и ее соединения относятся к приоритетным глобальным загрязняющим веществам, то они подлежат обязательному экологическому и санитарно-гигиеническому контролю в окружающей среде.

Определения концентраций метана в воде изучаемой акватории были

проведены в течение 1998, 1999 и 2000 гг., а ртуть изучалась только в 1998 и 2000 гг. [3]. Изучение годовых числовых рядов концентраций ртути и метана в шельфовых водах Сахалина показало, что они состоят из отдельных параметрических совокупностей концентраций, которые аппроксимируются кривыми, соответствующими логарифмической и экспоненциальной функциям. Параметрическая чувствительность химических процессов впервые была исследована Н.Р. Амундсоном и О. Билоузом в работе (Amundson, Vilous, 1956). По их мнению, концентрации примесных химических веществ будут являться параметрическими переменными в том случае, если их образование происходило из единого источника. Это обусловлено тем, что фоновые показатели содержания веществ в воде или воздухе отвечают средним условиям, характерным для данной акватории или территории, и формируются под воздействием комплекса глобальных или макрорегиональных природных процессов. Это характерно для достаточно распространенных в геологических объектах химических элементов, концентрации которых колеблются в пределах первых процентов [4].

Экспоненциальное распределение отражает время между последовательными свершениями одного и того же события. Поэтому образование параметрических совокупностей концентраций метана и ртути с экспоненциальным типом распределения было возможно при периодически повторяющихся эманациях различных углеводородных фракций нефтегазовых месторождений в придонные морские воды. При этом формирование параметрических совокупностей концентраций химических веществ происходило в результате некоторого числа промежуточных разбавлений [5].

Метан. В 1998 г. в числовом ряде полной выборки концентраций метана в воде (153 пробы) были выделены 4 параметрические совокупности, а также была зафиксирована 1 «ураганная» проба с аномально высоким содержанием метана (11076 нл/л), превысившим фоновый уровень в 185 раз.

1998 г.	Доля выборки, %	Концентрация, нл/л	Функция аппроксимации
1-я совокупность (фон)	43	60+/-26 нл/л	логарифмическая
2-я совокупность	24	90 (75–120)	экспоненциальная
3-я совокупность	21	240 (125–400)	экспоненциальная
4-я совокупность	12	940 (420–1630)	экспоненциальная

В 1999 г. в числовом ряде концентраций метана в воде (194 пробы) было выделено 7 параметрических совокупностей. Были также зафиксированы 3 «ураганных» пробы с концентрациями метана (15370,

23760 и 117120 нл/л), превышающими фоновый уровень до 1952 раз.

1999 г.	Доля выборки, %	Концентрация, нл/л	Функция аппроксимации
1-я совокупность (фон)	27	60+/-32	логарифмическая
2-я совокупность	29	150 (80–260)	экспоненциальная
3-я+4-я+5-я совокупности	28	675 (270–1500)	экспоненциальная
6-я+7-я совокупности	16	4760 (1600–9100)	экспоненциальная

В 2000 г. в числовом ряду концентраций метана в воде (154 пробы) было выделено, так же, как и в 1999 г., 7 параметрических совокупностей. В этом году проб с ураганными содержаниями метана обнаружено не было.

2000 г.	Доля выборки, %	Концентрация, нл/л	Функция аппроксимации
1-я совокупность (фон)	28	60+/-42	логарифмическая
2-я совокупности	28	170 (85–290)	экспоненциальная
3-я+4-я совокупности	27	530 (320–690)	экспоненциальная
5-я+6-я+7-я совокупности	17	2665 (760–5600)	экспоненциальная

По нашему мнению, в 1998 г. достаточно представительная выборка фоновых проб метана (43%) и небольшое количество параметрических совокупностей (4) могут свидетельствовать о начальной стадии сейсмоструктурной активизации и сжатия нефтегазоносных структур шельфа которые, очевидно, продолжились в 1999–2000 гг.

Ртуть. В 1998 г. в числовом ряду полной выборки концентраций ртути в воде (88 проб) было выделено 4 параметрические совокупности. Была зафиксирована 1 «ураганная» проба (на 94% представленная взвешенной формой) с содержанием общей ртути 263 нг/л, превышающим фон в 7 раз.

В 2000 г. в числовом ряду концентраций общей ртути в воде (125 проб) было выделено 7 параметрических совокупностей, аппроксимированных экспоненциальной функцией, поэтому совокупности проб с фоновыми концентрациями выделено не было. Уровень максимальных концентраций ртути, которые были представлены преимущественно растворенной формой, в 30 раз превышал фоновый уровень 1998 г.

1998 г.	Доля выборки, %	Средние содержания ртути			Функция аппроксимации
		Общая, нг/л	Растворенная, %	Взвешенная, %	
1-я совокупность (фон)	42	36 (22–41)	85	15	логарифмическая
2-я совокупность	31	46 (42–51)	83	17	экспоненциальная
3-я совокупность	22	61 (52–82)	81	19	экспоненциальная
4-я совокупность	3	104 (90–129)	23	77	экспоненциальная

2000 г.	Доля выборки, %	Среднее содержание ртути,			Функция аппроксимации
		Общая нг/л	Растворенная, %	Взвешенная, %	
1-я совокупность	35	24 (12–38)	67	33	экспоненциальная
2-я совокупность	21	47 (39–57)	72	28	экспоненциальная
3-я+4-я совокупности	30	114 (60–177)	83	17	экспоненциальная
5-я+6-я+7-я совокупности	14	590 (186–1068)	90	10	экспоненциальная

Проведенные нами исследования выявили значительные межгодовые изменения концентраций метана и ртути в шельфовых водах Сахалина. Появление аномально высоких концентраций метана и ртути в растворенной и взвешенной форме, связанное с изменением сейсмотектонической обстановки на Сахалине, несомненно должно было негативно отразиться на экологии шельфовой экосистемы. Действительно, в этот период произошло два катастрофических события. В 1999 г. в заливе Пильтун произошел массовый замор сельди тихоокеанской, пришедшей на нерест, а в 2000 г. – разрушительное землетрясение в г. Углегорск. Эти события могли быть обусловлены значительным сжатием в этот период горных пород, вмещающих нефтегазовые залежи. По нашему мнению, именно нефтегазовые залежи являются источником повышенных концентраций метана и ртути в водах сахалинского шельфа.

Как известно, при значительном сжатии вмещающих пород из газовой шапки месторождения сначала происходит интенсивное выделение газов, которые обогащены метаном и парами атомарной ртути, а затем выделяется газовый конденсат, содержащий смесь УВ газов и легких фракций углеводородов. Ртуть естественным образом присутствует и в газовом

конденсате, и в природном газе большинства нефтегазовых месторождений. При этом концентрирование ртути в газовом конденсате в наибольшей степени происходит в метане и водометанольном растворе [6]. Именно эти компоненты являются, очевидно, основной причиной формирования аномально высоких концентраций растворенной и взвешенной форм ртути в шельфовых водах Сахалина, которые, в свою очередь, являются, очевидно, причиной негативных, а также катастрофических экологических последствий.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мониторинг метана в Охотском море / Под ред. Обжирова А.И. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
2. Озерова Н.А., Пиковский Ю.И., Бутузова Г.Ю., Карамата С. Ртутоносность рудных и углеводородных образований в сопряженных зонах глубинных разломов океан-континент // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVII Межд. школы морской геологии. М.: 2007. Т. 2. С. 56–58.
3. Лучшева Л.Н., Обжиров А.И. Биогеохимическое поведение ртути и метана в водах восточного шельфа и склона Сахалина // Мониторинг метана в Охотском море. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 114–33.
4. Ярошевский А.А. Применение математики в геохимии: некоторые типы задач и методы решения // Соросовский образовательный журнал. 1996. № 7. С. 67–73.
5. Арис Р. Анализ процессов в химических реакторах. Л.: Химия, 1967. 328 с.
6. Шевкунов С.Н. Процессы переработки газового конденсата с повышенным содержанием ртути [vesti-gas.ru/sites/default/files/attachments/vgn-1-33-2018-207-215.pdf](http://vesti-gas.ru/sites/default/files/attachments/vgn-1-33-2018-207-215.pdf)

High variability of the concentrations of methane, as well as suspended and dissolved forms of mercury in the shelf waters of Sakhalin, caused by seismotectonic processes in the zone of junction of lithospheric plates, was revealed.

**Малахова Л.В.<sup>1</sup>, Иванов В.Е.<sup>2</sup>, Малахова Т.В.<sup>1</sup>, Бобко Н.И.<sup>1</sup>, Капранов С.В.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, г. Севастополь, e-mail: malakh2003@list.ru; <sup>2</sup>Севастопольский институт гео-инженерно-технических изысканий, Севастополь)

**Особенности распределения Hg, Pb, Cd в толще донных отложений центральной части Севастопольской бухты**

**Malakhova L.V.<sup>1</sup>, Ivanov V.E.<sup>2</sup>, Malakhova T.V.<sup>1</sup>, Bobko N.I.<sup>1</sup>, Kapranov S.V.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Federal Research Center A.O. Kovalevsky Institute of Biology of Southern Seas of RAS, Sevastopol; <sup>2</sup>Sevastopol Institute of Geo-Engineering and Technical Surveys, Sevastopol)

**Distribution features of Hg, Pb, Cd in the sediments column from the central part of Sevastopol bay**

Ключевые слова: ртуть, свинец, кадмий, литологические фации, морские илы, лиманные осадки, аллювиальные отложения, Севастопольская бухта

Исследовано распределение микроэлементов Hg, Pb, Cd в донных осадках, полученных из кернов глубокого бурения в центральной части Севастопольской бухты. Распределение микроэлементов в разрезе керна определялось антропогенным влиянием и изменением условий седиментации в период трансгрессии Черного моря.

В течение последнего столетия освоение Севастопольской бухты и антропогенная нагрузка на ее экосистему увеличивалось экстенсивно и одновременно уделялось все больше внимания изучению как истории ее формирования [1, 2], так и экологической оценке ее состояния [3–5].

Геологическое строение Севастопольской бухты описывали еще в 30–е годы 20-го века [6]. Севастопольская бухта находится на юго-западе Крымского полуострова. На процессе ее формирования сказалась геологическая история Черного моря, которое неоднократно меняло свой статус: то было пресноводным озером, то морем, то снова озером. Около 6–8 тыс. лет назад произошла последняя трансгрессия и море соединилось с морями средиземноморского бассейна. В настоящее время Севастопольская бухта представляет собой затопленную морем нижнюю часть древней долины Черной речки, дно которой сложено новейшими аллювиальными осадками [1, 6]. Бухта врезана в сарматские известняки на глубину до 30 м, имеет длину 7 км, ее ширина меняется от 1300 м на западе до 700–800 м - на востоке. За последние сто лет активная техногенная деятельность человека в акватории бухты и на ее берегах привела к негативным изменениям всех компонентов экосистемы бухты, в том числе донных отложений. На большей площади бухты поверхностный слой донных осадков представлен антропогенно измененными илами,

характеризующимися восстановительными условиями, высокими концентрациями загрязняющих веществ, в том числе тяжелых металлов [3, 4, 7]. В верхних слоях донных осадков Севастопольской бухты применены радиотрассерные методики восстановления датировки современной толщи донных отложений с использованием техногенных радионуклидов, поступивших в экосистему Севастопольской бухты вследствие ядерных инцидентов, и рассчитаны скорость седиментации взвешенного вещества и скорость осадконакопления, составляющая в разных районах бухты от 2.4 до 9.3 мм/год [5]. При такой скорости осадконакопления отобранные ранее керны глубиной не больше 0.5 м вскрывали осадки возрастом до 100 лет. Химический состав более глубоких осадков до настоящего исследования изучен не был. В 2013 г. появилась возможность изучить химический состав на разрезе толщи донных осадков мощностью 29 м от поверхности до скального основания, полученных в ходе геологических изысканий в центральной части бухты.

Известно, что микроэлементы, к которым относятся Hg, Pb, Cd (их кларк в земной коре не превышает 0,01 %), часто являются более чувствительными к смене геохимической обстановки, чем макроэлементы (Ca, Fe, K, Mn, Na, Ti), и могут более четко отражать изменение условий накопления донных осадков во времени.

Целью исследований явилось выявление геохимических особенностей распределения наиболее токсичных тяжелых металлов Hg, Pb, Cd в отдельных литологических фациях толщи донных отложений Севастопольской бухты.

Выполнен геохимический анализ 21 образца проб на определение Pb и Cd, и 27 проб - на определение Hg, отобранных из керна скважины из центра Севастопольской бухты в точке с координатами 44°37'17.68" с.ш., 33°33'10.13" в.д. и глубиной 17 м. Определение концентрации Pb и Cd проводили на базе НОЦКП «Спектрометрия и Хроматография» ФИЦ ИнБЮМ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре PlasmaQuant MS Elite (Analytik Jena AG, Германия), Hg – атомно-абсорбционным методом «холодного пара» на анализаторе ртути «Юлия-2» (Россия).

Геолого-литологический разрез района исследования выявил 3 основных периода в истории развития акватории: пресноводный, лиманный и морской (рисунок). Верхняя граница аллювиальных отложений, соответствующих дну палео-дельты р. Черной, располагалась на глубине от 15 до 25 м ниже поверхности современного морского дна. Окончание последнего ледникового минимума привело к поднятию уровня Черного моря, что определило формирование на месте реки лимана. В течение этого периода богатый органическим веществом заиленный гравий отлагался лавинообразно, о чем свидетельствуют обнаруженные в нем фрагменты дерева, радиоуглеродный возраст которого составил  $8540 \pm 120$  лет [8].

Лиманным осадкам соответствовали максимальные концентрации  $C_{орг}$ , достигающие 8%. Толщина этого слоя составляла приблизительно 7 м и по содержанию хлоридов соответствовала пресноводным водоемам. Над фацией лиманных осадков залегал серый, однородный терригенный морской ил, максимальная толщина которого составила 16 м. Самый верхний слой мощностью до 2.5 м представлял современный техногенный морской ил, сформировавшийся под влиянием как природных, так и антропогенных факторов [Ошибка! Источник ссылки не найден., 1]. В ходе работ были получены данные по распределению более 73 химических элементов. В работе рассмотрены особенности распределения только трех из них, для которых обнаружена наиболее значительная вариабельность концентрации. Результаты показали, что к химическим элементам с широкими диапазонами содержания с коэффициентами вариации ( $C_v$ ) более 100% относятся Ag, Hg, W, Pb, Pt и более 86% – Cd, минимальным диапазоном концентрации и однородным распределением ( $C_v \leq 20\%$ ) – Ca, Mn, Sr, Pd. Причины тому разные, если Pd относится к не мигрирующим элементам, практически не образующим химических соединений, Mn – к транзитным, слабоподвижным, Sr – к крупноионным литофилам, наиболее подвижным в геологических системах, то высокая вариабельность концентрации Hg, Pb, Cd определялась сменой литологических фаций и их значительным поступлением в донные осадки в последний период развития бухты (рисунок).

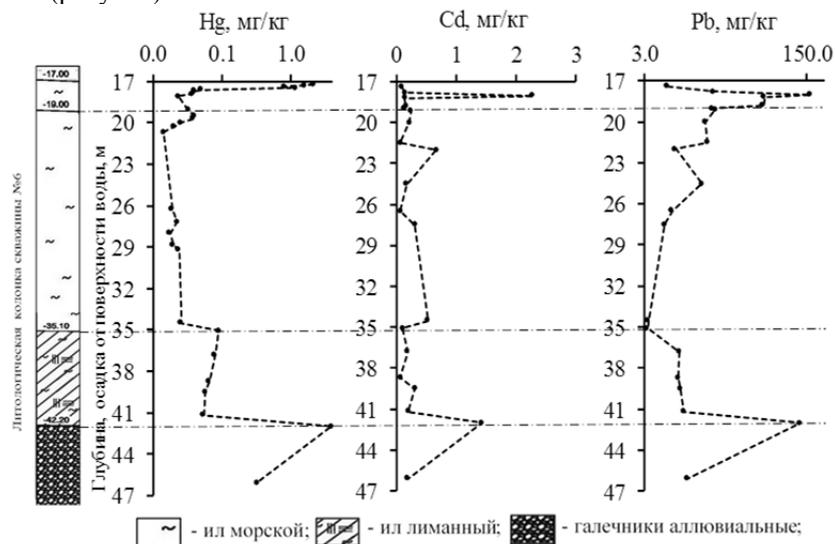


Рисунок. Литологические фации и содержание Hg, Pb, Cd в керне, отобранном в центральной части Севастопольской бухты

В верхней части разреза наблюдается значительное накопление Hg, Pb, Cd, что может свидетельствовать об увеличившейся антропогенной нагрузке вследствие освоения бухты человеком. На уровне порядка 2 м от поверхности дна наблюдается резкое снижение концентраций этих элементов на фоне перехода от техногенно измененных илов к морским илам. Средняя концентрация Hg в 16-ти метровом слое морских илов составила 0.024+/-0.06, Pb – 8.82+/-4.53, Cd – 0.26+/-0.16 мг/кг сухой массы.

При переходе к лиманным илам концентрация Hg увеличилась в среднем в три раза, Pb – в 1.5 раза, Cd – уменьшилась в 1.5 раза. В аллювиальных отложениях наблюдалось резкое увеличение концентрации металлов. Данные по содержанию микроэлементов для уровня 42–47 м следует рассматривать как ориентировочные из-за меньшего количества проб на этих глубоких уровнях, однако результаты раскрывают интересные аспекты распределения этих микроэлементов по глубине бухты. В качестве предположения высокие концентрации металлов на этой глубине можно объяснить протеканием в аллювиальных отложениях бухты современных стоков реки Черной и обогащением донных осадков поступающими микроэлементами с водным потоком.

Таким образом, в толще донных отложений мощностью 29 м в центральной части Севастопольской бухты распределение концентрации микроэлементов Hg, Pb, Cd определялось антропогенным влиянием и изменением условий седиментации в период трансгрессии Черного моря. Предлагается концентрацию этих элементов в слое антропогенно неизменных морских илов оценивать в качестве фоновых для позднеплейстоценовых и голоценовых морских донных отложений черноморских прибрежных районов Крыма.

Работа выполнена в рамках темы ФИЦ ИнБЮМ «Молисмологические и биогеохимические основы гомеостаза морских экосистем» (121031500515-8).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.Е. Особенности осадконакопления в устьях рек юго-западного Крыма в позднем плейстоцене и голоцене // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. №. 1 (35). С. 94–107.
2. Костова С.К., Иванов В.Е. Литология и загрязнение ртутью донных осадков Севастопольской бухты (Черное море) // Геология, география и экология океана: Материалы Междунар. науч. конференции, посвящ. 100 – летию со дня рождения Д.Г. Панова (8–11 июня 2009 г., г. Ростов–н/Д), Ростов–н/Дону, Россия. С. 129–134.
3. Egorov V.N., Gulina L.V., Malakhova L.V., Mirzoeva N.Yu., Popovichev V.N., Tereshchenko N.N., Lazorenko G.E., Plotitsina O.V., Malakhova T.V., Proskurnin V.Yu., Sidorov I.G., Stetsyuk A.P., Gulina L.V. Rating Water Quality

in Sevastopol Bay by the Fluxes of Pollutant Deposition in Bottom Sediments // Water Resources. 2018. V. 45. № 2. P. 222–230. DOI: 10.1134/S0097807818020069

4. Амирова З.К., Малахова Л.В., Егоров В.Н., Рябушко В.И., Малахова Т.В., Белан Л.Н. Полихлорированные дибензо-п-диоксины и дибензофураны в донных отложениях севастопольских бухт // Морские биологические исследования: достижения и перспективы. Сб. материалов Всероссийской науч.–практ. конференции с междунар. участием, приуроченной к 145-летию Севастопольской биологической станции (Севастополь, 19-24 сент. 2016) / под ред. А.В. Гаевской. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2016. Т.3.С. 9–12.

5. Егоров В.Н., Гулин С.Б., Малахова Л.В., Мирзоева Н.Ю., Поповичев В.Н., Терещенко Н. Н., Лазоренко Г.Е., Плотицына О.В., Малахова Т.В., Проскурнин В.Ю., Сидоров И.Г., Стецюк А.П., Гулина Л.В., Марченко Ю.Г. Биогеохимические характеристики седиментационного самоочищения севастопольской бухты от радионуклидов, ртути и хлорорганических загрязнителей // Морской биологический журнал. 2018. Т. 3. № 2. С. 40–52.

6. Андрусов Н.И. Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря // Bull. Intern. Acad. Sci. Boheme. 1925. P. 165–176.

7. Овсяный Е.И., Котельянец Е.А. Особенности распределения мышьяка и тяжелых металлов в толще осадков Севастопольской бухты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2010. № 22. С. 296–302.

8. Малахова Т.В., Малахова Л.В., Иванов В.Е., Егоров В.Н., Игнатов Е.И. Метан в осадочной толще севастопольской бухты (Черное море) // Тез. и программа докл. Всерос. науч.-практ. конф. «Метан в морских экосистемах»: посвящ. 25-летию обнаружения струйных метановых газовыделений в Черном море (Севастополь, 13–15 окт. 2014 г.). Севастополь, 2014. С. 86–89.

The distributions of the trace elements Hg, Pb, Cd in sediments from deep drilling cores in the central part of Sevastopol Bay were investigated. The distributions of the elements in the core sections were found to be affected by the anthropogenic impact and changes in sedimentation conditions during the Black Sea transgression.

**Мельник В.Ф., Мельник Ф.В.**

(АО «Южморгеология», АО «Росгеология», г. Геленджик, e-mail: melnikvf@ymg.ru;)

**Мейофауна мягких осадков гайота Альба, Магеллановы горы, Тихий океан**

**Melnik V.F., Melnik Ph.V.**

(JSC “Yuzhmorgeologia”, JSC “Rusgeology”, Gelendjik)

**Soft sediment meiofauna of Alba guyot, Magellan seamounts, Pacific Ocean**

Ключевые слова: мейофауна, фораминиферовый осадок, нематоды, гарпактикоиды, гайот Альба, вертикальное распределение.

Животные мейофауны, обнаруженные в пробах осадка гайота Альба, включают в себя нематод, гарпактикоид, остракод и гнатостомулид. Отбор проб по слоям крайне затруднен из-за высокой плотности осадка. Численность животных мейофауны крайне мала и они присутствуют не во всех пробах. Наиболее распространенными животными мейофауны являются нематоды и гарпактикоиды.

Гайот Альба является одним из четырех гайотов, на котором Российская Федерация имеет выделенные участки дна для разработки месторождений железомарганцевых корок, обогащенных кобальтом. Выделенные участки представляют собой два кластера, состоящие из квадратных блоков, расположенных на склонах основного гайота и его южной постройке.

Исследование мейофауны осадков на гайоте Альба проводили в рамках комплексных экологических исследований при проведении на этом гайоте геологоразведочных работ в 2018 г.

Большая часть склонов гайота покрыта твердыми отложениями в форме железо-марганцевых корок с высоким содержанием кобальта. В этих условиях возможность отобрать осадок с помощью коробчатого пробоотборника имела только на вершине гайота и отдельных пологих частях его склонов. Батиметрическая карта гайота, расположение выделенных блоков и станций отбора проб для исследования мейофауны показаны на рисунке 1.

Пробы осадка для исследования мейофауны отобраны из короба коробчатого пробоотборника с помощью трубки, диаметром 10 см на трех станциях: 15BC01-1, 15BC03 и 15BC04. Пробы отбирались по семи слоям: от 0 до 0.5 см, от 0.5 до 1, от 1 до 1.5, от 1.5 до 2, от 2 до 3, от 3 до 4 и от 4 до 5 см.

Во всех пробах осадок состоит в основном из известковых раковин фораминифер и их обломков. Наиболее часто встречаются раковины фораминифер из семейства глобигерин (*Globigerinidae*). Осадок очень плотный, илистая и глинистая составляющая полностью отсутствует. В небольшом количестве в осадке встречаются также обломки скелетов

отмерших губок мелкого и среднего размера. На части раковин фораминифер видны отложения окислов марганца.

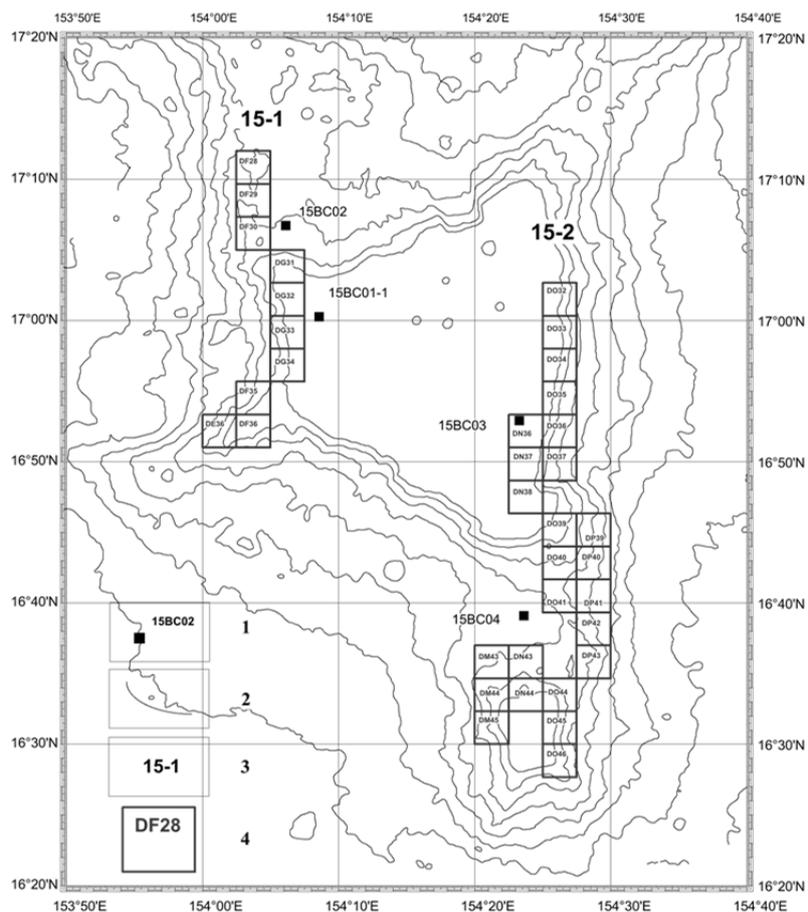


Рис. 1. Схема расположения станций коробчатого пробоотборника  
Условные обозначения: 1 – станции коробчатого пробоотборника, 2 –  
изобаты через 500 м, 3 – кластер и его номер, 4 – разведочный блок и его  
номер

По сравнению с другими размерными классами глубоководного бентоса исследуемого гайота организмы мейофауны являются самыми многочисленными, их количество может достигать здесь около трех тысяч особей на четверть квадратного метра. Если отдельных представителей макрофауны можно обнаружить в осадке на глубине до 10 см, то животные

мейофауны обитают в своей основной массе в верхнем слое осадка до горизонта 5 см. В этом слое осадка наиболее многочисленными являются нитчатые черви – нематоды (*Nematoda*) и мелкие ракообразные из отряда гарпактикоид (*Harpacticoida*). Кроме этих групп животных в составе мейофауны гайота Альба присутствуют гнатостомулиды и остракоды. В некоторых пробах осадка для исследования мейофауны были также обнаружены отдельные организмы макрофауны – полихеты и изоподы.

Таксоны мейофауны различного ранга, обнаруженные в районе исследования, и их количество в слое от 0 до 5 см на трех станциях приведены в табл. 1.

Таблица 1. Таксономический состав и количество животных мейофауны в осадках гайота Альба

Таксон	Тип	Тип питания	Количество особей в пробах
Тип <i>Nematoda</i> (нематоды)	<i>Nematoda</i> (нематоды)	Депозитофаг, плотоядное	142
Отряд <i>Harpacticoida</i> (гарпактикоиды)	<i>Arthropoda</i> (членистоногие)	Депозитофаг	45
Класс <i>Ostracoda</i> (остракоды)	<i>Arthropoda</i> (членистоногие)	Депозитофаг	6
Тип <i>Gnathostomulida</i> (гнатостомулиды)	<i>Gnathostomulida</i> (гнатостомулиды)	Депозитофаг	3

Самой многочисленной группой животных в пробах мейофауны являются нематоды. Всего в пробах мейофауны исследуемого участка обнаружено 142 нематоды. Их средняя численность в слое осадка от 0 до 5 см по данным 3 станций составляет 1682 особей/0.25 м<sup>2</sup>. Это соответствует около 72% от средней численности всех животных мейофауны в этом слое.

По своему морфологическому строению нематоды очень похожи между собой. Это мелкие червеобразные организмы, тело которых покрыто гибкой, эластичной и прочной кутикулой. Кутикула у глубоководных нематод может быть гладкой или кольчатой.

Максимальная численность нематод в слое осадка от 0 до 5 см наблюдается на станции 15BC03, расположенной в восточной части вершины гайота. Здесь их численность достигает размера – 2593 особи/0.25м<sup>2</sup>.

Данные по численности нематод в различных слоях осадка гайота Альба приведены в табл. 2.

Таблица 2. Численность нематод (особей/0,25м<sup>2</sup>) в пробах осадка гайота Альба

Станция	Слой осадка (см)							Всего
	0–0.5	0.5–1	1–1.5	1.5–2	2–3	3–4	4–5	
15BC01-1	–	356	107	142	249	142	391	1387
15BC03	888	1030	426	107	-	142	–	2593
15BC04	–	107	178	71	178	533	–	1067
В среднем	296	498	237	107	142	272	130	1682

В составе нематод можно выделить группу червей, относящихся к семейству *Desmoscolecidae*. Десмосколиды имеют короткое и веретеновидное тело. Внешние покровы у них отличаются от других нематод хорошо заметной кольчатостью с многочисленными дополнительными шипиками, иглами, бородавками или отложениями клейкой слизи с приставшими частицами осадка (рис. 2).

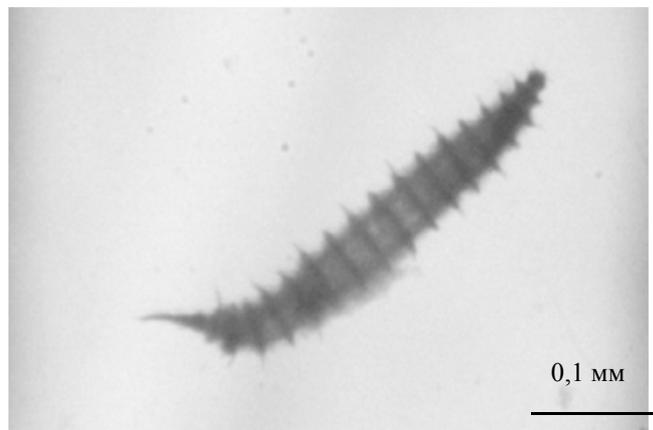


Рис. 2. Нематода из семейства *Desmoscolecidae* Станция 15BC03, слой осадка от 0 до 0.5 см

Нематоды обнаружены на всех трех станциях, однако в некоторых слоях осадка они отсутствуют.

Второй по численности группой мейофауны являются мелкие ракообразные из отряда *Harpacticoida*. Их средняя численность в слое осадка от 0 до 5 см по данным с 3 станций равна 534 особи/0.25 м<sup>2</sup>, что составляет 23% от средней численности всех животных мейофауны.

В глубоководных осадках гарпактикоидные ракообразные приспособились к питанию частицами органического вещества, при этом животные способны эффективно отсортировать органические и неорганические частицы. Некоторые виды поселяются в пустых трубках фораминифер и полихет, питаясь оставшимся там органическим веществом. Небольшая часть гарпактикоидов может вести хищный образ жизни.

Данные по численности гарпактикоид в пробах осадка с трех станций гайота Альба приведены в табл. 3.

Таблица 3. Численность гарпактикоид (особей/0.25м<sup>2</sup>) в осадках гайота Альба

Станция	Слой осадка (см)							Всего
	0–0.5	0.5–1	1–1.5	1.5–2	2–3	3–4	4–5	
15BC01-1	–	36	36	–	–	36	36	144
15BC03	497	675	107	–	36	36	–	1351
15BC04	–	36	–	–	–	71	–	107
В среднем	166	249	48	0	12	48	12	534

В отличие от нематод, встречаемость гарпактикоидных ракообразных в пробах осадка гайота достигает только 50%.

Максимальной численности гарпактикоиды также достигают на станции 15BC03. Численность ракообразных на этой станции в слое осадка от 0 до 5 см составляет 1351 особей/0.25 м<sup>2</sup>.

Численность оставшихся таксонов была крайне низкой, и их вклад в общую численность животных мейофауны был около 5%.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках ГК № К.2018.001 от 08.06.2018.

Meiofauna animals found in sediment samples from Alba guyot include nematods, harpacticoids, ostracods and gnathostomulids. Sampling by layers is difficult due to the high density of the sediment. The number of meiofauna animals is extremely small and they are not present in all samples. The most common meiofauna animals are nematods and harpacticoids.

## **Мельник Ф.В.**

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

### **Скопления бесстебельчатых морских лилий на рудных участках гайота Альба, Магеллановы горы, Тихий океан**

## **Melnik Ph.V.**

(JSC “Yuzhmorgeologia”, JSC “Rusgeology”, Gelendjik)

### **Stemless crinoid aggregations in the ore areas of Alba guyot, Magellan seamounts, Pacific Ocean**

Ключевые слова: гайот, морские лилии, сообщество, обогащенные кобальтом корки, субстрат, скопления, тип питания.

Изучение фоновых характеристик мегафауны по донным снимкам на склонах гайота Альба выявило полное преобладание в этом сообществе морских лилий. На отдельных участках склонов гайота морские лилии образуют плотные скопления, численность животных в которых может достигать почти 5000 особей/га. Основными факторами, влияющими на распределение морских лилий, являются характер грунта и глубина.

Гайот Альба расположен в северной части череды гайотов, входящих в дугообразную цепь вулканических построек длиной более 1200 км, известную как Магеллановы горы. Гайот Альба является одним из четырех гайотов в цепи Магеллановых гор, на площади которого Российская Федерация имеет выделенные участки дна для разработки полиметаллической руды.

Сам гайот представляет собой сложное горное образование, состоящее из основного гайота и двух небольших построек: к югу от основного гайота и на северо-востоке. Площадь гайота Альба составляет около 11300 км<sup>2</sup>. Вершина гайота имеет субгоризонтальную поверхность и располагается на глубинах от 1250 до 1500 м, площадь вершины достигает размера 1600 км<sup>2</sup>. Глубина у подножья гайота в среднем составляет 4.8 км.

В 2016 г. определенные участки морского дна на гайоте выделены Международным органом по морскому дну (МОМД) Российской Федерации для их дальнейшего подробного исследования и подготовке к добыче полиметаллической руды. Эти участки представляют собой одинаковые блоки квадратной формы площадью 720 км<sup>2</sup>, расположенные в основном на восточных и западных склонах основной постройки и частично захватывающих южную постройку (рис. 1).

При проведении геологоразведочных работ были выполнены также экологические исследования на выделенных блоках с целью установления фоновых характеристик обитающих там сообществ бентосной фауны.

Для исследования мегафауны (животных размером больше 2 см)

использовались данные, полученные при исследовании донных фотографий, расположенных на фотопрофилях. Фотопрофили проходят радиально по склонам от вершины гайота к его основанию. Средняя площадь дна на фотографии составляет  $6.5 \text{ м}^2$ .

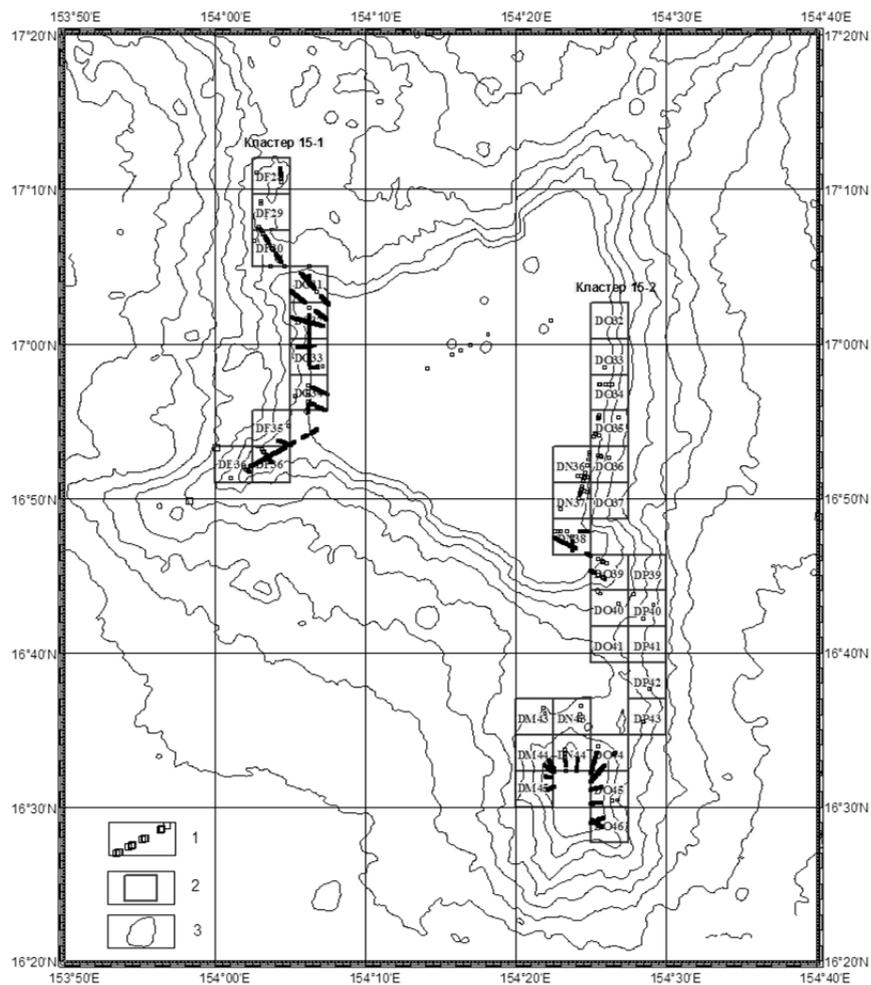


Рис. 1. Гайот Альба с разведочными блоками  
 Условные обозначения: 1 – кадры с морскими лилиями; 2 – границы блоков;  
 3 – изобаты, кратные 500 м

Всего исследовано 19590 фотографий, расположенных на 54

фотопрофилях. Все фотографии имеют точную координатную привязку. Из всего количества снимков морского дна твердый субстрат присутствует на 12920 фотографиях. На остальных фотографиях дно гайота представлено плотным фораминиферовым осадком.

Всего на кадрах морского дна гайота Альба обнаружено 19492 животных мегафауны, входящих в состав 20 классов.

Наиболее многочисленная группа мегафауны включает в себя прикрепленных животных из класса морских лилий. Всего обнаружено 11442 морские лилии, что составляет 59 % от всего количества животных мегафауны.

Большая часть обнаруженных на фотографиях морских лилий (10981 экземпляр) принадлежит нескольким семействам бесстебельчатых морских лилий, входящих в отряд *Comatulida*. В отличие от стебельчатых морских лилий прикрепление ко дну у бесстебельчатых морских лилий не является постоянным.

Наиболее массовым видом бесстебельчатых морских лилий являются небольшие животные с десятью руками, у которых длина рук не превышает 10 см. Чашечка и руки животного бурого или темно-серого цвета. Вдоль всей длины рук растут многочисленные пиннулы примерно одинаковой длины. К субстрату животное прикрепляется с помощью относительно длинных цирр, похожих на корешки желтоватого цвета. Количество цирр колеблется примерно от 7 до 10.

На фотографиях у морских лилий этого вида руки всегда направлены в стороны и вверх, иногда почти вертикально. Само животное приподнято над субстратом, прикрепляясь к нему только кончиками цирр (рис.2).

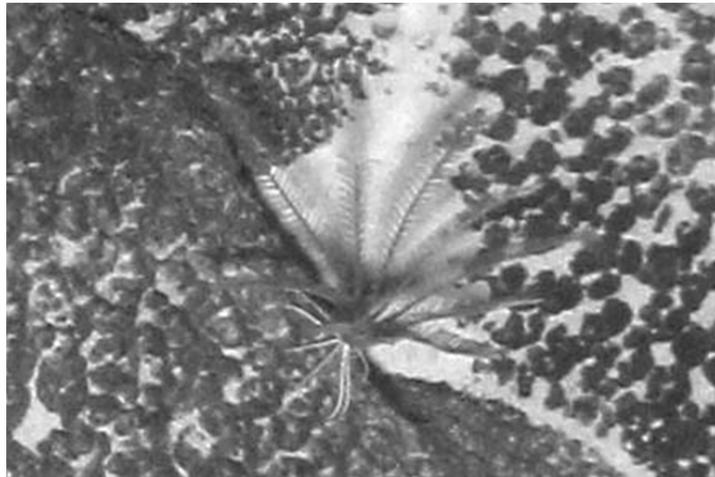


Рис. 2. Морская лилия из рода *Stiremetra*.

По сумме признаков, которые можно рассмотреть на фотографиях, эти морские лилии относятся предположительно к роду *Stiremetra* (семейство *Thalassometridae*, отряд *Comatulida*). Бесстебельчатые морские лилии этого рода на исследованных фотографиях обнаружены в прикрепленном состоянии только на неровной поверхности корок и лежащих на поверхности дна обломков стеклянных губок. На скелетах живых губок, на стеблях кораллов и на поверхности мягкого осадка эти лилии не обнаружены.

На отдельных участках дна гайота Альба стиреметры образуют массовые скопления. На некоторых фотографиях, с площадью дна около 7 м<sup>2</sup>, можно насчитать до 54 особей этих лилий (рис. 3).

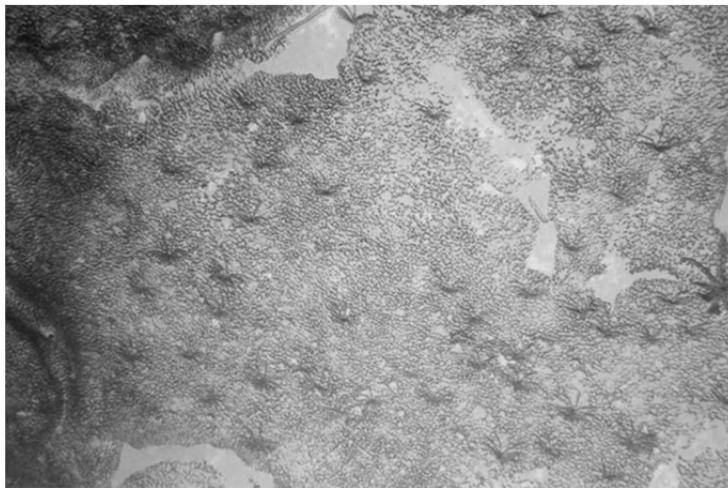


Рис. 3. Скопление морских лилий из рода *Stiremetra*.

В связи с временным прикреплением бесстебельчатые морские лилии способны отрываться от субстрата и проплывать небольшое расстояние для поиска нового места прикрепления. Таким образом, способность бесстебельчатых морских лилий к расселению и занятию новых мест обитания гораздо выше, по сравнению со стебельчатыми лилиями с постоянным прикреплением.

Кадры морского дна с бесстебельчатыми морскими лилиями обнаружены на 46 фотопрофилях из 54 исследованных (рис. 1). Большая часть бесстебельчатых морских лилий встречена в интервале глубин от 1300 до 1800 м, на остальных глубинах количество этих животных было минимальным.

Распределение бесстебельчатых морских лилий по интервалам глубин представлено на рис. 4.

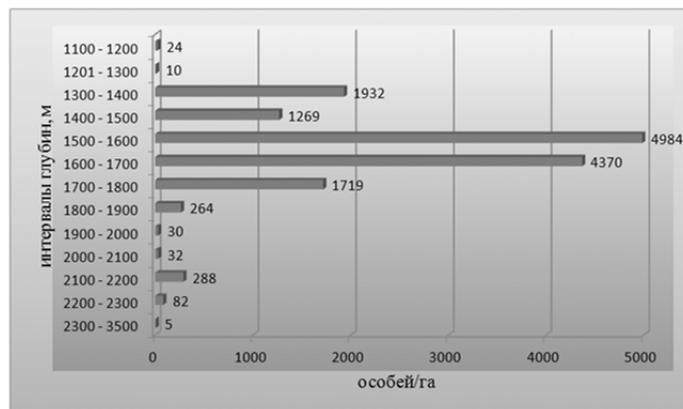


Рис. 4. Распределение численности бесстебельчатых морских лилий по глубине.

Особенно плотные популяции бесстебельчатых морских лилий наблюдаются в двух интервалах глубин: от 1500 до 1600 м – 4984 особи/га и от 1600 до 1700 м – 4370 особей/га.

Наибольшие плотности бесстебельчатых морских лилий обнаружены в разведочных блоках, расположенных на западных склонах гайота и на склонах его южной постройки (рис. 1). В пределах разведочных блоков DG31 и DG32 западных склонов гайота численность бесстебельчатых морских лилий достигает величины 5400 особей/га. Кроме этих двух пиковых значений на площади еще 14 разведочных блоков численность этих животных превышает 1000 особей/га.

При интенсивной добыче руды на гайоте Альба основное воздействие будет оказано на прикрепленных к твердому субстрату животных, таких как морские лилии. Снизить отрицательное воздействия добычи на эту группу, и на бентосное сообщество гайота в целом, можно за счет избегания мест повышенного скопления животных и уменьшения интенсивности добычных усилий около таких участков.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках ГК № К.2018.001 от 08.06.2018.

The study of the background characteristics of the megafauna from bottom images on the slopes of the Alba guyot revealed the complete predominance of sea lilies in this community. In some areas of the guyot slopes, sea lilies form dense clusters, the number of animals in which can reach almost 5000 individuals/ha. The main factors affecting the distribution of sea lilies are the deposit properties and the depth.

**Немировская И.А., Завьялов П.О., Храмцова А.В.,  
Халиков И.С.**

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

**Уровни и состав углеводородов в Керченском проливе**

**Nemirovskaya I.A., Zavialov P.V., Khramtsova A.V.,**

**Halikov I.S.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Levels and composition of hydrocarbons in the waters and  
bottom sediments of the Kerch Strait**

Ключевые слова: углеводороды (алифатические и полициклические ароматические), взвесь, донные осадки, Керченский пролив, нефтяное загрязнение

Проведенные исследования углеводородов в Керченском проливе установили, что их концентрации в поверхностных водах и в донных осадках значительно превышающие фоновые уровни. Загрязнение проявляется в большей степени в составе полициклических ароматических углеводородов. Распределение маркеров в их составе позволяет оценить загрязнение в основном как пирогенное (поступающее при сжигании судового топлива), в меньшей степени – нефтяное.

Черное море в настоящее время относится к зоне основного российского нефтяного экспорта. Многолетний спутниковый мониторинг показал, что скопления нефтяных пленок в Российском секторе приурочены к Керченскому проливу и акватории портов Новороссийск и Туапсе [1]. В Керченском проливе расположен комплекс по перекачке нефти, якорные стоянки судов, места с высокой рекреационной нагрузкой. Необходимость проведения дноуглубительных работ, которые сопровождаются дампингом изъятых грунтов, гидротехническое строительство, а также поступление углеводородов (УВ) из грязевых вулканов [2, 3] влияют на биотические и абиотические элементы экосистемы Керченского пролива. Поэтому особое внимание уделяется исследованию загрязненности этого района Черного моря [4, 5].

С целью изучения уровней и происхождения углеводородов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) в марте и сентябре 2019 г. и в июле 2020 г. проведено их исследование во взвеси поверхностных вод и в донных осадках в районе, примыкающем к Керченскому проливу в сопоставлении с предыдущими исследованиями в Черном море. Учитывая значительное разнообразие источников поступления УВ, задача определения их генезиса становится особенно важной и проблема выбора маркеров, адекватно отражающих генезис антропогенных и природных УВ, становится особенно актуальной. Практическое применение маркеров в составе УВ сводится к выявлению основных их источников: петрогенных, пирогенных и биогенных [5, 6].

Исследования проводили методами, принятыми при анализе нефтяных и природных УВ: 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 хроматографии. Подробности методических процедур описаны [4, 5]. Для идентификации источников ПАУ использовали корреляционный анализ, а также факторный анализ (метод главных компонент в сочетании с процедурами вращения методами варимакс и варимакс с нормализацией) для выявления оптимальных (наиболее информативных) признаков в многомерном пространстве [6, 7].

В ходе проведенных исследований были установлены более высокие концентрации АУВ в поверхностных водах непосредственно в Керченском проливе, где в апреле 2019 г. они изменялись в интервале 110–160 мкг/л, а в Феодосийском заливе – 70–110 мкг/л (рис. 1а). Было замечено некоторое снижение содержания АУВ к сентябрю (55–138 мкг/л).

В июле 2020 г. установлена максимальная концентрация АУВ – 259 мкг/л непосредственно в Керченском проливе (рис. 1). Однако на отдельных станциях их содержание было ниже 50 мкг/л (ПДК для нефтяных УВ), что привело к более низкой средней величине АУВ – 78 мкг/л. УВ.

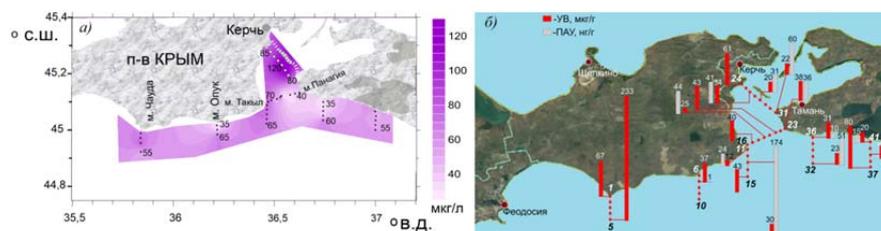


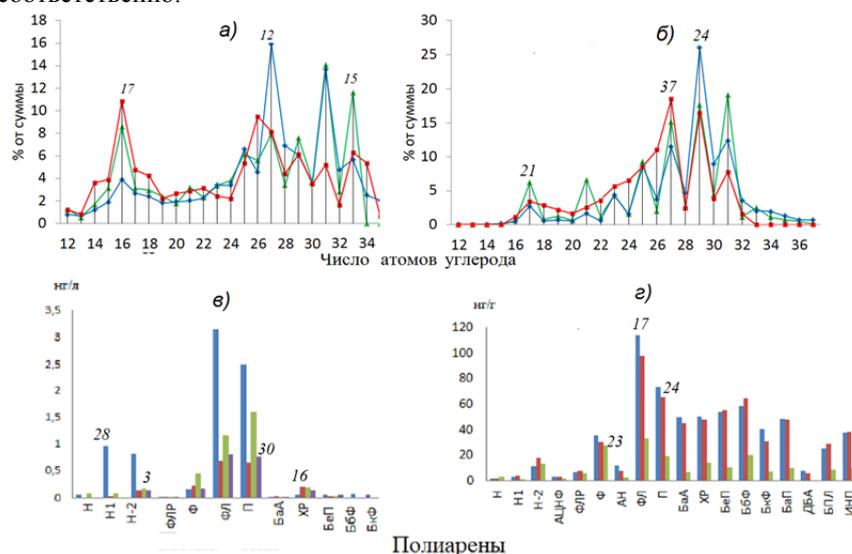
Рис. 1. Распределение: а) – во взвеси АУВ (мкг/л), б) – концентраций АУВ (мкг/г, над красными столбцами) и ПАУ (нг/г, над заштрихованными столбцами) в поверхностном слое донных осадков в июле 2020 г.

Несмотря на столь высокие концентрации АУВ, состав алканов не соответствовал плавному нефтяному распределению гомологов (рис. 2а). В низкомолекулярной области доминировали либо четные алканы  $n-C_{16}$ ,  $-C_{18}$ ,  $-C_{22}$ , возникающие при микробной трансформации УВ, либо  $n-C_{17}$ , указывающий на включение алканов фито- и зоопланктона. В высокомолекулярной области преобладала серия нечетных гомологов ( $n-C_{27}-C_{33}$ ).

Содержание ПАУ во взвеси поверхностных вод изменялось от 11 до 20 нг/л. В их составе доминировали пирогенные соединения – флуорантен (ФЛ) и пирен (П), характерные для продуктов горения различных видов топлива. Отношение ФЛ/П изменялось незначительно (1.32–1.72) и указывало на свежее загрязнение, так как в пробах, трансформированных

ПАУ это отношение должно быть  $>4$  [6], а отношение фенантрен/антрацен (Ф/АН), изменяющееся в интервале – 8.8 – 19.2, что может указывать на влияние нефтяных загрязнений в водах пролива, так как при значениях  $>10$  оно маркирует нефтяные УВ. При этом в составе ПАУ в низкомолекулярной области выделялся пик 2-метилнафталина, характерный для нефтяных полиаренов.

Донные осадки (ДО) Керченского пролива состоят из песчаных, ракушечных и галечных отложений, поэтому концентрации  $C_{орг}$  и АУВ были низкими и составили в среднем в 2019 г. 0.49% и 21 мкг/г (апрель) и 0.63% и 38 мкг/г (сентябрь), а в 2020 г. – 0.34% и 47 мкг/г (июль) соответственно.



**Рис. 2.** Состав: алканов а) – во взвеси поверхностных вод, б) – в поверхностном слое донных осадках; состав ПАУ: в) – во взвеси поверхностных вод, г) в поверхностном слое донных осадках на отдельных станциях в июле 2020 г., числа курсивом – номера станций.

Распределение органических соединений зависит от физических свойств осадка (влажности и гранулометрического состава), поэтому наблюдалась зависимость в распределении  $C_{орг}$  и влажности с высоким коэффициентом корреляции:  $r=0.86$ , а также между распределением  $C_{орг}$  и АУВ. Значения  $r$  в разные сезоны составили 0.79 и 0.85, что, скорее всего, обусловлено быстрой трансформацией нефтяных УВ. Наиболее высокие концентрации АУВ наблюдались так же, как и в воде, непосредственно в Керченском проливе (рис. 1б)

В сентябре 2019 г. увеличивалась доля АУВ в составе  $C_{орг}$  (1.2–2.4%).

Напротив, в апреле только в ДО на прибрежных станциях возле мысов Опук и Чауда концентрации АУВ в составе  $C_{\text{орг}}$  достигали 2.9–4.2%. При фоновом содержании доля АУВ в песчаных осадках составляет 10 мкг/г, а в составе  $C_{\text{орг}} < 1\%$  [5]. В осадках остальных станций содержание АУВ не превышало 0.78%.

Содержание ПАУ в ДО в апреле и сентябре 2019 г. изменялось в интервале 1.2–728 нг/г, а в июле 2020 г. – 57–2269 нг/г. Столь большой диапазон концентраций обусловлен, скорее всего, разными источниками эмиссии индивидуальных полиаренов. В составе ПАУ ДО так же, как и в воде, доминировали флуорантен (ФЛ) и фенантен (Ф), что указывает на поступление в осадки уже трансформированных продуктов сгорания топлива (рис. 2г).

Следовательно, акваторию, примыкающую к Керченскому проливу, можно отнести к «горячим точкам» в водах РФ, так как она характеризуется высокими концентрациями АУВ во взвеси поверхностных вод (110–160 мкг/л) и в песчаных ДО (12–80 мкг/г), значительно превышающие фоновые величины. Постоянное поступление загрязняющих веществ приводит к тому, что в этом районе не произошло уменьшения концентраций АУВ в водах и ДО после завершения строительства Крымского моста, как наблюдалось в акватории Большого Сочи после окончания строительства олимпийских объектов. Аккумуляция АУВ происходила не только в осадках разреза, пересекающего Керченский пролив, но и у мысов Чауда и Такыл, что обусловлено особенностями течений в этом районе. Изучение динамики движения водных масс в этом районе показало «классический» тип водообмена между двумя бассейнами с разной плотностью вод. Здесь наблюдается разнонаправленный двухслойный поток, когда более легкая вода образует течение на поверхности, в то время как более тяжелая движется в противоположном направлении в придонном слое. Проведенное численное моделирование установило, что около 47% времени за год течение через пролив движется из Азовского в Черное море, из Черного в Азовское море – около 41%, в 12% случаев западная и восточная части пролива заняты течениями противоположного знака. Показано, что характер течения через пролив мало зависит от речного стока в Азовское море и определяется, прежде всего, ветром.

Процессы, активно протекающие в водной толще, приводят к быстрому разложению нефтяных УВ, особенно алканов, поэтому в составе АУВ установлены маркеры в основном биогенного происхождения. Однако повышенная доля АУВ в составе липидов во взвеси и в составе  $C_{\text{орг}}$  в ДО может косвенно указывать на их загрязнение нефтяными УВ. Поступающие нефтяные антропогенные соединения повышают уровень УВ в морской среде, создавая тем самым современный углеводородный фон. Влияние загрязняющих веществ, в большей степени, проявляется в составе более

устойчивого углеводородного класса – ПАУ. Невысокие концентрации ПАУ обусловлены как схемой течений, так и грубодисперсным составом отложений Керченского пролива. Распределение ПАУ в пробах ДО в рассмотренном районе позволяет оценить загрязнение в основном как пирогенное, в меньшей степени – нефтяное, подвергшееся влиянию процессов трансформации. Наиболее вероятный источник загрязнений – поступление УВ от сжигания судового топлива.

Исследования проводили в рамках государственного задания (тема № 0128-2021-0015), экспедиции при поддержке РФФИ (проект 18-05-80049), обобщение материалов при поддержке РНФ (проект 21-17-00191).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов А.Ю., Кучейко А.А., Филимонова Н.А и др. Пространственно-временное распределение пленочных загрязнений в Черном и Каспийском морях по данным космической радиолокации: сравнительный анализ // Исследование Земли из космоса, 2017. № 2. С. 13–25.
2. Овсяный Е.И., Коновалов С.К., Митропольский А.Ю., Контельянец Е.А. Органический углерод и карбонатность современных донных отложений Керченского пролива // Геохимия. 2015. № 12. С. 1120–1131.
3. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Любицкий А.А. и др. Грязевые вулканы на Прикерченском участке шельфа и материкового склона Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 3. С. 28–36.
4. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2018 / Под ред. Коршенко А.Н. М.: Наука, 2019. 190 с.
5. Немировская И.А., Завьялов П.О., Храмцова А.В. Углеводороды в водах и донных осадках Керченского пролива // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 2. С. 268–272.
6. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Chapter 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. 87 p.
7. 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.

Studies of hydrocarbons in the Kerch Strait have established that their concentrations in surface waters and bottom sediments are significantly higher than background levels. Pollution is manifested to a greater extent in the composition of polycyclic aromatic hydrocarbons. The distribution of markers in their composition makes it possible to assess pollution mainly as pyrogenic (coming from the combustion of marine fuel), to a lesser extent – oil pollution.

**Островская Е.В.<sup>1</sup>, Дегтярева Л.В.<sup>1</sup>, Попова Н.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Каспийский морской научно-исследовательский центр, г. Астрахань, e-mail: kaspnmniz@mail.ru; <sup>2</sup>Каспийская нефтяная компания, г. Астрахань)

**Уровень накопления загрязняющих веществ в донных отложениях мелководной зоны Северного Каспия в современный период**

**Ostrovskaya E.V.<sup>1</sup>, Degtyareva L.V.<sup>1</sup>, Popova N.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Caspian Marine Scientific Research Center, Astrakhan; <sup>2</sup>Caspian Oil Company, Astrakhan)

**Accumulation of pollutants in the sediments of the shallow water zones of the Northern Caspian in the modern period**

Ключевые слова: Северный Каспий, донные отложения, индекс геоаккумуляции, индекс нагрузки загрязняющими веществами

Мелководная зона Северного Каспия характеризуется фоновым уровнем содержания металлов в донных отложениях. По содержанию нефтяных углеводородов грунты большей части акватории классифицируются как «чистые». «Среднезагрязненные» и «загрязненные» осадки распространены у выходных участков Волго-Каспийского морского судоходного и Обжоровского каналов.

В Каспийском море, в условиях активного техногенного влияния, существует потенциальная опасность для экосистемы, связанная с возможными рисками попадания загрязняющих веществ в морскую среду [1–2].

Материалами для исследований послужили данные производственного экологического мониторинга, проведенного Каспийской нефтяной компанией в 2010–2020 гг. Индекс геоаккумуляции металлов рассчитан по формуле Мюллера [3], индекс нагрузки загрязняющими веществами – по формуле Томлинсона [4].

В 2020 г., по сравнению со средним многолетним (2010–2019 гг.) значением, наблюдалось снижение содержания в донных отложениях таких загрязняющих веществ, как железо, марганец, цинк, медь, свинец, барий и возрастание содержания нефтяных углеводородов и кадмия.

Содержание нефтяных углеводородов в донных отложениях в 2020 г. изменялось в пределах 17.0–56.0 мг/кг. Среднее значение (31.9 мг/кг) значительно превышало среднемноголетний показатель (12.5 мг/кг). Превышение допустимой концентрации (ДК), равной 50 мг/кг [5], зафиксировано в районе выхода Волго-Каспийского морского судоходного канала. Согласно оценке качества донных отложений по содержанию в них нефтяных углеводородов [5], на большей части акватории грунты классифицируются как «чистые». «Загрязненные» осадки распространены у выходных участков Волго-Каспийского морского судоходного и

Обжоровского каналов.

Содержание железа в грунтах варьировало в диапазоне 44.0–690.0 мг/кг. Средняя величина (155.7 мг/кг) снизилась по сравнению со среднемноголетней (354.4 мг/кг) в 2 раза. Максимальным накоплением железа отличались осадки, подстилающие район выхода Волго-Каспийского морского судоходного канала.

Количество марганца в донных отложениях в 2020 г. было в пределах 11.0–144.0 мг/кг, при среднем значении 27.5 мг/кг, что ниже среднемноголетнего показателя (163.1 мг/кг) в 6 раз. Максимум зафиксирован в юго-восточной части предустьевое пространства р. Волги.

Среднее значение содержания цинка в грунтах в 2020 г. составило 1.73 мг/кг, что ниже среднемноголетней величины (8.85 мг/кг) в 5 раз. Интервал значений составил 0.80–5.60 мг/кг. Случаев превышения ДК (124 мг/кг) не выявлено. Максимум зарегистрирован на юге акватории.

Содержание меди (1.68 мг/кг) снизилось в 3 раза, свинца (0.93 мг/кг) – в 5 раз, бария (11.6 мг/кг) – в 2 раза. Концентрации изменялись в диапазонах 0.50–6.10 мг/кг, 0.60–1.40 мг/кг, 6.0–15.0 мг/кг соответственно. Наибольшее содержание данных металлов, не превысившее ДК (составляющее для меди – 18.7 мг/кг, для свинца – 30.2 мг/кг, для бария – 160 мг/кг) отмечено в донных отложениях района выхода Волго-Каспийского морского судоходного канала.

В 2020 г. содержание кадмия в грунтах, при размахе колебаний 0–1.97 мг/кг, в среднем составившее 0.35 мг/кг, возросло по сравнению со среднемноголетней величиной (0.22 мг/кг) в 3 раза. Наибольшим загрязнением кадмием отличались осадки, залегающие в районе выхода Волго-Каспийского морского судоходного канала, где содержание кадмия в 3 раза превышало ДК (0.7 мг/кг).

Содержание нафталина, флуорена, ацентафтена, антрацена, флуорантена, пирена, бенз(б)флуорантена, бенз(к)флуорантена, дибенз(а, h)антрацена, бенз(g,h,i)перилена было ниже предела обнаружения аналитическим методом.

Содержание фенантрена изменялось в интервале 8.7–23.6 мкг/кг, достигая максимума, не превысившего ДК (86.7 мкг/кг), в отложениях, подстилающих восточную часть акватории. Содержание хризена варьировало в диапазоне 4.6–56.1 мкг/кг, бен(а)антрацена – 6.4–45.5 мкг/кг, перилена 6.8–123.0 мкг/кг. Максимальное накопление данных поллютантов наблюдалось у выходного участка Обжоровского банка. Случаев превышения ДК по хризену (108 мкг/кг) и бен(а)антрацену (74.8 мкг/кг) не выявлено.

Содержание бенз(а)пирена было в пределах 2.2–13.7 мкг/кг, что не превышает ДК (88.8 мкг/кг). Максимум зарегистрирован в юго-восточной части исследуемой акватории.

Индексы геоаккумуляции цинка, меди, свинца и бария не превышали

нуля, что характеризует донные отложения как «практически незагрязненные» [3]. Значения индекса геоаккумуляции кадмия лежали в диапазоне от -2.3 до 2.7. Величины, превысившие 1, что характеризует осадки как среднезагрязненные, получены для донных отложений, залегающих у выходных участков Волго-Каспийского морского судоходного и Обжоровского каналов.

Индекс нагрузки загрязняющими веществами, рассчитанный по концентрации цинка, меди, свинца, бария и кадмия, составил 1.2, что классифицирует качество среды мелководной зоны Северного Каспия как «фоновый уровень» [4].

Таким образом, донные отложения мелководной зоны северо-западной части Каспийского моря содержат загрязняющие вещества преимущественно ниже пределов допустимых концентраций. Превышение ДК отмечено только по нефтяным углеводородам и кадмию на локальном участке у выхода Волго-Каспийского морского судоходного канала. Зонами наибольшего содержания токсикантов являются выходные участки каналов: Волго-Каспийского морского судоходного канала (нефтяных углеводородов, железа, меди, кадмия), Обжоровского банка (фенантрена, хризена, бен(а)антрацена, перилена) и Белинского банка (бенз(а)пирена), а также юго-восточная часть мелководья (марганец, бенз(а)пирен). В целом исследуемая акватория характеризуется фоновым уровнем содержания металлов в грунтах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Катунин Д.Н., Седов С.И., Казанкова Э.Р. и др. Ожидаемые последствия добычи углеводородов в Северном Каспии для гидробионтов // Проблемы сохранения экосистемы Каспия в условиях освоения нефтегазовых месторождений: материалы IV науч.- практ. междунар. конф. Астрахань: Изд-во КаспНИРХ, 2011. С. 113–120.
2. Зайцев В.Ф., Монахов С.К., Курапов А.А. Экологический мониторинг Каспийского моря в Российской Федерации // Вестник АГТУ. 2008. № 6 (47). С. 195–199.
3. Müller G. Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine River // Geological Journal. 1969. V. 2. P. 108–118.
4. Tomlinson D.L., Wilson J.G., Harris C.R. et al. Problems in the assessment of heavy-metal levels in estuaries and the formation of a pollution index // Helgoländer Meeresuntersuchungen. 1980. V. 33. P. 566–575.
5. РД 52.15.880-2019. Руководство по организации и проведению наблюдений, оценке состояния и загрязнения морской среды в районах разведки и разработки морских нефтегазовых месторождений. Астрахань: ФГБУ «КаспМНИЦ», 2019. 58 с.

The shallow-water zone of the Northern Caspian is characterized by a background level of

metals in sediments. The sediments of the major part of the area are classified by the concentration of petroleum hydrocarbons as «pure», «Medium-polluted» and «polluted» sediments are distributed at outlet sections of the Volga-Caspian Shipping Channel and Obzhorov Channel.

**Рыбалко А.Е.<sup>1,2,3</sup>, Захаров М.С.<sup>2</sup>, Локтев А.С.<sup>1,3</sup>,  
Щербаков В.А.<sup>1</sup>, Беляев П.Ю.<sup>1,4</sup>, Токарев М.Ю.<sup>5</sup>,  
Терехина Я.Е.<sup>5</sup>, Иванова В.В.<sup>1</sup>, Исаева О.В.<sup>1</sup>,  
Карташев А.О.<sup>1</sup>, Котов С.Г.<sup>1</sup>, Сличенков В.И.<sup>1</sup>,  
Обжиров А.И.<sup>6</sup>, Шакиров Р.Б.<sup>6</sup>, Телегин Ю.А.<sup>6</sup>**

(<sup>1</sup>ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: alek-gybalko@yandex.ru <sup>2</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург; <sup>3</sup>ЦМИ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; <sup>4</sup>Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск; <sup>5</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; <sup>6</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева, Владивосток)

### **Карта опасных геологических процессов арктической и дальневосточной окраины России**

**Rybalko A.E.<sup>1,2,3</sup>, Zakharov M.S.<sup>2</sup>, Loktev A.S.<sup>1,3</sup>,  
Shcherbakov V.A.<sup>1</sup>, Belyaev P.Yu.<sup>1,4</sup>, Tokarev M.Yu.<sup>5</sup>,  
Terechina Ya.E.<sup>5</sup>, Ivanova V.V.<sup>1</sup>, Isaeva O.V.<sup>1</sup>,  
Kartashev A.O.<sup>1</sup>, Kotov S.G.<sup>1</sup>, Slinchenkov V.I.<sup>1</sup>,  
Obzhirov A.I.<sup>6</sup>, Shakirov R.B.<sup>6</sup>, Telegin F.Yu.<sup>6</sup>**

(<sup>1</sup>VNIIOceanogeologija, St.Petersburg, <sup>2</sup>Institute of Earth Sciences of SPSU, St.Petersburg <sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University Marine Research Center, Moscow, <sup>4</sup>Institute on Northern Water Problems of Karelian RC RAS, Petrozavodsk, <sup>5</sup>Lomonosov Moscow State University Marine Research Center, Moscow, <sup>6</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok)

### **Map of dangerous geological processes in the Arctic and Far Eastern continental margin of Russia**

Ключевые слова: Опасные геологические процессы, Северный Ледовитый океан, Берингово море, Охотское море, Японское море, карта, шельф, континентальная окраина

Впервые представлена «Карта опасных процессов арктической и дальневосточной окраины России» масштаба 1:5000000. Карта составлена на литофациальной основе, приводится классификация опасных геологических процессов и явлений на шельфе и континентальном склоне в пределах экономической зоны РФ. Обсуждаются принципы составления карты, представлены красочные экземпляры «Карты ОГПЯ» для арктического и дальневосточного шельфа РФ.

Одним из наиболее важных вопросов в современных морской инженерной геологии и геоэкологии являются опасные геологические процессы и явления (ОГПЯ), которые оказывают или потенциально могут оказать отрицательное воздействие на состояние инженерных сооружений и прочих хозяйственных объектов, экосистем, а также на жизнедеятельность людей. На суше изучение этих процессов давно стало неотъемлемой частью науки инженерной геодинамики и практики инженерно-геологических

изысканий, в морских условиях практический интерес к ним появился по мере хозяйственного освоения шельфа. Особое значение эти процессы имеют для нефтегазовой отрасли, так как размещение инженерных объектов, связанных с подводной разведкой и добычей углеводородов на морском дне, требует повышенных мер по обеспечению их экологической безопасности из-за возможных катастрофических последствий.

В настоящее время собран достаточный материал по этой проблеме, определены ведущие геологические опасности, реально угрожающие устойчивости и эксплуатации инженерных объектов. На арктическом шельфе – это выходы и выбросы газов, мерзлые грунты и мерзлотно-динамические процессы, ледовые воздействия на дно и берега. На дальневосточном шельфе к ним добавляются сейсмоструктурная и геодинамические движения, гравитационные процессы.

Все это создало предпосылки для мелкомасштабного картографирования этих процессов и явлений при производстве многочисленных инженерных изысканий и научных исследований по проблеме ОГПЯ, а также обобщения всех материалов, накопленных в настоящее время для целей хозяйственного освоения шельфа, особенно подразделениями нефтегазовой отрасли [1, 2].

В 2019 г. Агентство «Роснедра» выдало задание на составление «Карты проявлений опасных геологических процессов на Арктическом и Дальневосточном шельфах Российской Федерации в пределах исключительной экономической зоны масштаба 1:5 000 000 с врезками масштаба 1:1 000 000 и крупнее на районы их комплексного проявления и предполагаемого хозяйственного освоения». Учитывая особенности географического положения обоих указанных шельфов, данную карту предполагалось делать в 2-х листах: отдельно для Арктики и для Дальнего Востока. В настоящее время работа над картой закончена, и мы хотели бы вынести макет этой карты для широкого обсуждения научной общественностью. В докладе мы хотели бы обсудить три основных вопроса: 1 – номенклатуру опасных геологических процессов, 2 – принципы составления легенды и 3 – содержание самих карт.

Опасные геологические процессы, определение которых было дано выше, по своей сути являются природными процессами, внезапное проявление и местоположение которых создают реальные опасности для хозяйственной инфраструктуры и самого человека. При этом для выявления как самих ОГПЯ, так и зон их возможного проявления преимущественно используются геофизические методы из-за их глубинности и мобильности. Наиболее эффективными для решения задач картографирования ОГПЯ являются: 1 – съемка поверхности дна многолучевым эхолотом; 2 – сейсмоакустическое профилирование, 3 – гидролокация бокового обзора, 4 – морская магнитометрия. Для надежного диагностирования результатов геофизических исследований и оценки инженерно-геологических свойств грунтов используются прямые геологические методы: инженерно-

геологическое бурение и колонковый пробоотбор с максимальным сохранением естественного сложения вскрываемых отложений. В настоящее время к числу основных потенциально опасных процессов и явлений в арктических морях, с учетом особенностей природных условий относятся следующие:

- мерзлотно-динамические явления в многолетнемерзлых породах;
- газопроявления, включая интервалы разреза с аномально высоким пластовым давлением (АВПД);
- перенос осадков и размыв дна, ледовое выпахивание, а также морфодинамика, связанная с флюидопроявлениями на морском дне;
- сеймотектонические процессы в районе работ, в том числе образование разрывных нарушений и смещений по ним;
- гравитационные процессы (оползни, обвалы, сплывы).

Важнейшим моментом при составлении мелкомасштабной карты ОГП является разработка легенды этой карты, в которой необходимо прописать, прежде всего, главную фоновую типизированную информацию о структуре и свойствах геологической среды, на которую затем необходимо наложить информацию о собственно аномальных опасных процессах.

Принципы составления легенды карты ОГПЯ Северного Ледовитого и Тихого океанов. Легенда для описываемой карты, как для Арктического, так и для Тихоокеанского бассейнов, состоит из двух частей: базовой основы самой карты и специальной нагрузки, показывающей распространение конкретных ОГПЯ. Эффективная легенда всегда должна опираться на две последовательные операции:

- генерализацию картируемой информации, классификацию (типизацию) картируемых объектов и явлений;
- подбор изобразительных средств, позволяющий потребителю считывать информацию наиболее рациональным способом за минимальный отрезок времени.

Одним из важнейших вопросов составления карты ОГПЯ является выбор цветовой основы. Исходя из высказанного выше соображения, что ОГПЯ есть природные процессы в их экстремальном выражении, в качестве такой основы были выбраны три группы фациальных (седиментационных) обстановок – аккумулятивные, денудационные и транзитные, соответствующие основным типам современного седиментогенеза. Дальнейшая детализация проводилась на основе учета общепринятых генетических типов морских отложений (ундалювиальные, флювиальные, декливиальные, нефелюидные) и глубин их распределения по площади. Это позволяет непосредственно использовать для классификационных целей вещественный, в первую очередь гранулометрический тип осадка и прогнозировать свойства донных отложений и изменение этих свойств под воздействием естественных и техногенных факторов. Примером аккумулятивных являются ундалювиальные (занимающие крайне

ограниченное пространство на карте вдоль аккумулятивных отмелей берегов) и морские нефелоидные. Среди денудационных обстановок можно назвать волновые (располагающиеся у берегов и занимающие обширные площади в береговой зоне термоабразионных побережий) и перлювиальные (полигенетические), сформированные при более низком уровне моря за счет размыва более древних отложений. Транзитные фациальные обстановки представлены флювиальными (течениевыми) и гравитационными. Главным фактором их выделения является массовое перемещение обломочного материала либо придонными течениями, либо в результате оползневых процессов и турбидитных потоков. К каждой группе седиментологических обстановок привязаны соответствующие комплексы ОГПЯ.

*Полная таблица фациальных обстановок и связанных с ними ОГПЯ будет приведена в презентации доклада.*

Объемное и содержательное обобщения, представленные на карте, привязаны к площадям распространения опасных геологических процессов. Именно эта часть работы представляла наибольшие трудности, так большая часть этих процессов проявлена локально. Поэтому было выбрано два пути. В случае массового проявления точечных объектов, как например, газовых сипов, производилось оконтуривание зон их массового проявления, в случае показа вулканов, которых относительно немного в Курильской дуге, принимался принцип единичных внесштабных знаков. Ведущим лейтмотивом составления карты с точки зрения проведения обоснованных границ на всех этапах составления карты использовался геоморфологический принцип, поскольку рельеф морского дна изучен практически на всей площади шельфа и приконтинентальной части океанов.

Следует отметить, что использование литофациальной основы для рассматриваемой карты было предпринято впервые, что потребовало большой работы по систематике и картографированию самих седиментационных обстановок. В результате удалось показать четкую связь между особенностями седиментогенеза и проявлениями различных геологических факторов (неотектонических движений, цунами и др.). Более детально особенности проявления ОГПЯ на шельфе арктических и дальневосточных морей, а также на континентальном склоне и у его подножия в пределах экономической зоны РФ проиллюстрированы на ключевых участках, охватывающих различные физико-географические зоны и характеризующихся специфическим тектоническим режимом. Эти участки выбраны в связи наличием в них антропогенных объектов, а также в районах распространения на шельфе лицензионных участков для добычи углеводородного сырья. Другими критериями для выбора ключевых участков являлись подводные территории с активным развитием отдельных типов ОГПЯ. Это позволяет дать им более детальную характеристику, что позволит более точно учитывать геологические опасности для промышленно осваиваемых участков континентальной окраины в будущем.

Представленная работа, конечно, не свободна от определенных недостатков, и авторы надеются на ее дальнейшее улучшение в результате общественного обсуждения.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Рыбалко А.Е., Щербаков В.А. и др. Новая инженерно-геологическая карта шельфа Арктических морей России // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2020. № 1 (97). С. 44–51.
2. Рыбалко А.Е., Захаров М.С., Щербаков В.А., Локтев А.С. Инженерно-геологическое районирование Арктического шельфа РФ // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2021. № 3. С. 52–68.

The "Map of hazardous processes of the Arctic and Far Eastern continental margin of Russia" at a scale of 1: 5,000,000 is presented for the first time. The map is compiled on a lithofacies basis. The classification of dangerous geological processes and phenomena on the shelf and continental slope within the economic zone of the Russian Federation is given. The principles of compiling the map are discussed. Colorful copies of the "Map of hazardous processes of the Arctic and Far Eastern continental margin of Russia" are presented.

**Сивков В.В.<sup>1,2</sup>, Ульянова М.О.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: marioches@mail.ru; <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград)

### **Морская площадка карбонового полигона в Калининградской области**

**Sivkov V.V.<sup>1,2</sup>, Uyanova M.O.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

### **Offshore site of the carbon polygon in the Kaliningrad Region**

Ключевые слова: карбоновый полигон, Балтийское море, потоки углерода

Благодаря взаимодействию Балтийского федерального университета им. И. Канта с Атлантическим отделением Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в апреле 2021 г. начались измерения ключевых параметров окружающей среды на морской площадке Калининградского карбонового полигона. Выполнены четыре комплексных океанологические съемки. Первые результаты подтверждают репрезентативность выбранной области исследования.

Требования мирового сообщества, сформулированные в Парижском соглашении по сокращению выбросов, связаны с серьезными финансово-экономическими инструментами регулирования, включая квоты на выбросы, генерирующие стоимость выбросов газа, формирование системы международных платежей за увеличение (уменьшение) выбросов, налоговые инструменты. Хотя эти газы «хорошо перемешаны» и их влияние на климат является глобальным, их первоначальные источники тесно связаны с экономикой конкретных стран, и, соответственно, монетизация (включая квоты и налоги) также будет целевой.

Основным показателем при оценке роли отдельных стран в выбросах газа будет чистая эмиссия (то есть разница между выбросами и поглощением). Таким образом, инвентаризация чистых выбросов климатически активных газов каждой страной становится проблемой количественного учета антропогенных и природных источников газов. Следует разработать эффективную и экономичную стратегию в области снижения выбросов газов и увеличения секвестрации.

В феврале 2021 г. Министерство науки и высшего образования Российской Федерации запустило пилотный проект по созданию на территории регионов России карбоновых полигонов для разработки и испытаний технологий контроля углеродного баланса. Калининградский карбоновый полигон, единственный из Перечня, определенного Министерством науки и высшего образования РФ, расположен в Центральной Европе — в южной части Балтийского региона. Цель функционирования полигона — оценить уровень эмиссии (выбросов)

парниковых газов и предложить решение по контролю этих выбросов, а также выработать меры по адаптации к новым реалиям: резким колебаниям температур, аномальным ливням, ураганам и другим погодным катаклизмам.

В контексте оценки цикла углерода Балтийское море является уникальным бассейном. Это трансграничное море, испытывающее высокую антропогенную нагрузку. Из-за высокого уровня эвтрофикации вод высоки скорости первичного биопродуцирования (фотосинтеза). Поэтому в масштабе Мирового океана Балтийское море является ярко выраженным максимумом секвестрирования CO<sub>2</sub>. Морская площадка калининградского карбонового полигона расположена в территориальных водах РФ за пределами береговой зоны моря на глубине 64–87 м и находится под влиянием стока крупнейшей в регионе реки Вислы (рисунок). Верхний, распресненный слой моря достигает здесь глубин 70–75 м и имеет соленость 7.0–7.5 PSU. Температурный режим верхнего слоя моря имеет выраженную сезонность, включая процессы формирования и эрозии термоклина. В осолоненном нижнем слое (12–14 PSU) изменчивость гидрологических и гидрохимических показателей определяется затоками североморских вод. Придонные воды подвержены спорадической гипоксии и аноксии. Донные осадки представлены морскими терригенными алевроитопелитовыми илами с высоким содержанием органического углерода и углеводородных газов (метана). Акватория полигона не подвержена прямому антропогенному воздействию, за исключением рыболовства.

В 2021 г. начато формирование архива спутниковых данных по концентрации хлорофилла «а» и взвеси на поверхности моря в районе морской площадки полигона (спутники Aqua, Terra и Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) на спутнике Suomi NPP, спутники Sentinel-3A, B).

Комплексные съемки на морской площадке проводились в апреле, июне, июле, августе и сентябре. Были получены данные по следующим параметрам морской экосистемы:

- параметры, определяющие физико-химические условия фотосинтеза (распределение температуры, солёности, плотности воды, концентрации биогенных элементов, концентрации свободной углекислоты);
- скорость первичной продукции фитопланктона радиоуглеродным методом как начального этапа формирования нисходящего потока новообразованного органического вещества;
- потенциальная и реализованная при данных световых условиях фотосинтетическая способность фитопланктона (флуоресцентный метод);
- скорость бактериальной деструкции органического вещества как процесса, уменьшающего нисходящий поток органического вещества;
- содержание хлорофилла «а» в воде как показателя обилия фитопланктона и количественная характеристика активной части биомассы

фитопланктона;

- таксономический состав и биомасса фито- и зоопланктона, бентоса;
- вертикальные потоки взвешенного вещества методом дрейфующей седиментационной ловушки;
- гранулометрический состав донных осадков;
- вертикального распределения концентрации растворенного метана.

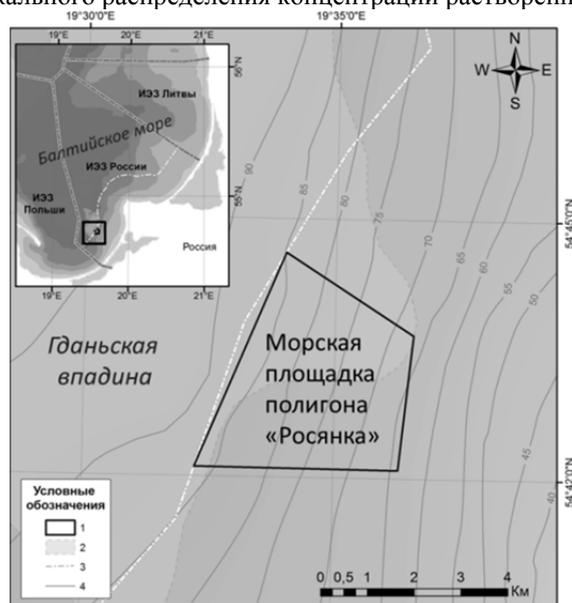


Рисунок. Расположение морской площадки Калининградского карбонового полигона в Гданьской впадине (юго-восточная часть Балтийского моря).

1 – границы морской площадки; 2 – ареал распространения газонасыщенных осадков; 3 – граница территориальных вод РФ; 4 – изобаты, м.

Полученные результаты подтверждают репрезентативность выбранной области исследования.

Работа выполнена в рамках пилотного проекта по созданию полигонов для разработки и испытаний технологий контроля углеродного баланса (Приказ Минобрнауки России от 5 февраля 2021 г. № 74), а также по теме госзадания ИО РАН №0128-2021-0012.

Thanks to the interaction of Immanuel Kant Baltic Federal University with Shirshov Institute of Oceanology RAS, in April 2021 measurements of key environmental parameters began at the offshore site of the Kaliningrad carbon polygon. Four integrated oceanographic surveys were carried out. The first results confirm the representativeness of the selected research area.

**Федоров Ю.А., Дмитрик Л.Ю., Доценко И.В.**

(Южный Федеральный Университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail: ldmitrik@sfedu.ru; fed29@mail.ru)

**Пространственно-временные закономерности  
распределения и поведения железа по континууму воды  
суши-море (на примере бассейна Азовского моря)**

**Fedorov Yu.A., Dmitrik L.Yu., Dotsenko I.V.**

(Southern Federal University, Rostov on Don)

**Spatio-temporal regularities of the distribution and behavior of  
iron along the land-sea water continuum (on the example of the  
Azov Sea basin)**

Ключевые слова: Железо, закономерности, распределение, шахтные, речные, морские воды, Азовское море

На примере шахтных вод рассмотрено формирование кислых растворов «чистого генетического типа» с экстремальным содержанием железа, эволюция его форм миграции и нахождения по профилю «малые реки - средние реки - река Дон» до конечного водоема стока – Таганрогский залив и далее по разрезу «залив – собственно Азовское море».

Объектом исследования является каскадная водная система (протяженность около 600 км), представленная маргинальным фильтром реки Дон (устье реки – Таганрогский залив – Азовское море), устьевой областью и участком реки выше по течению (до створа впадения р. Северский Донец), включая ее водосбор. Уникальность этого профиля для исследования геохимии железа состоит в том, что с севера, запада и юга на берегах Азовского моря находятся запасы железных руд Северного Приазовья, Присивашья, Керченского и Таманского полуостровов [1], а с северо-востока в Таганрогский залив и Миусский лиман впадают реки Дон и Миус, в воды которых поступают соединения железа, образовавшиеся в результате течения как природных, так и техногенных процессов (окисление сульфидов железа и выщелачивание гипса пород ложа водотоков, поступление сточных вод различных производств, углей и вмещающих пород угольных шахт).

В соответствии с воззрениями В.И. Вернадского, в докладе мы будем выделять формы миграции и нахождения. Миграция железа, как и других элементов, происходит в растворенной, коллоидной и взвешенной формах. Общепринятая методика фильтрования (использовались мембранные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм), позволяла получить в фильтрованной воде растворенную + коллоидную форму миграции железа, которую мы для краткости будем называть растворенным железом общим. В свою очередь, как показано в работах [2] растворенное железо общее представлено двумя формами миграции – органической и неорганической. Определение содержания растворенного железа общего и форм нахождения, а также

физико-химических параметров в речных водах производилось в ФГБУ «Гидрохимический институт» по методикам [3, 4]. В Азовском море на каждой станции проведено вертикальное зондирование температуры, солености, химического состава воды,  $O_2$ , pH, Eh от поверхности до дна СТДО2pHeH-зондом «Гидролаб». Выполнялось определение железа ( $Fe^{+2}$ ) и ( $Fe^{+2} + Fe^{+3}$ ). Отбор проб производился с двух горизонтов – с поверхности и из придонного слоя [5].

Анализ закономерностей распределения сведений по мегапрофилю показывает, что «фоновые» подземные воды района угледобычи характеризуются в среднем более высокой минерализацией и значениями pH, но более низкими Eh, чем шахтные воды.

Высокое содержание железа в шахтных водах и водах обогатительных фабрик и терриконов обусловлено бактериальным и химическим окисления пирита ( $FeS_2$ ), содержащимся в угольных пластах и вмещающих породах.

Шахтные воды имеют в основном относительно низкие значения pH - от кислой реакции до нейтральной и высокие содержания железа. По мере прохождения шахтных вод по выработкам их водородный показатель повышается, а общее содержание железа снижается. Они являются результатом смешения собственно «фоновых» подземных вод, поровых вод углей и вмещающих пород и атмосферных осадков [6].

При поступлении шахтных вод вследствие водоотлива на земную поверхность и взаимодействия с породами и поверхностными водами происходит дальнейшее повышение значений pH и переход двухвалентного железа в трехвалентное состояние, сопровождающееся осаждением последнего в донные отложения.

В пустотном пространстве горных выработок, на обогатительных фабриках и терриконах, в обстановке аэрации происходит интенсивное химическое и микробиологическое окисление пирита ( $FeS_2$ ) и формирование «генетически чистого типа» вод, характерной чертой которого является не только кислая или близкая к нейтральной реакция среды, но и высокое содержания растворенного  $Fe_{\text{общ}}$  и сульфатов. Здесь имеет место возрождение серы и железа, ранее связанных в кристаллической решетке дисульфида железа. Отличительной чертой формирующихся здесь растворов является то, что они представлены «бульоном», состоящим из имеющих большую площадь поверхности и высокую реакционную способность макро- и наночастиц сульфидов, силикатов и угля.

В прудах отстойниках как первом комплексном биогеохимическом барьере наблюдается снижение минерализации шахтных вод, Eh и содержания растворенного железа общего, сопровождающееся повышением pH и осаждением макрочастиц взвеси. При этом имеет место слабое возрастание величины среднего отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , которое вызвано тем, что в прудах-отстойниках создаются условия для редукции сульфатов и образования сероводорода. Это способствует выводу растворенного железа в донные отложения в виде твердого осадка аморфного гидротроилита ( $FeS$

\*  $pH_2O$ ). В прудах-аэраторах, как втором биогеохимическом барьере, наоборот, происходит окисление пирита и гидротроилита, находящихся во взвеси и донных осадках, что приводит к существенному росту отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ . Но, по достижении значений  $pH$  более 6.5, начинается лавинообразное образование гидроокиси железа и ее осаждение в виде  $Fe(OH)_3$ .

Далее по мегапрофилю в системе «река Дон–Азовское–Черное море–океан» наблюдается отчетливая тенденция снижения содержания растворенного железа общего, которое образуется под влиянием как природных, так и антропогенных факторов и процессов.

Сделано заключение, что Азовское и, особенно, Черное море являются региональными приемниками речного стока растворенного и взвешенного железа, где оно депонируется в донных отложениях в виде гидроокисей и сульфидов железа. На примере цикла растворенного железа общего по мегапрофилю «воды суши – морские воды», видно, как наблюдается ее переход из твердого состояния в растворенное и, затем, в конечных водоемах стока обратное выведение растворенной формы миграции железа из гидросферы в литосферу в твердой фазе.

В изученных водных объектах (речные, морские, океанические воды и вода грязевых озер) не было установлено тесной связи между величиной минерализации с одной стороны и содержанием растворенного железа общего, а также отношения его форм нахождения, с другой.

Натурные и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что физико-химические условия Нижнего Дона и некоторых малых рек Ростовской области таковы, что концентрации растворенного железа в поверхностном и в придонном горизонте при удовлетворительном насыщении воды кислородом не могут достигать высоких значений (до 2–3 мг/л). Исключение составляют шахтные воды, а также водоемы и водотоки, подвергающиеся влиянию шахтного водоотлива.

По мере увеличения водного стока, скорости движения водных масс и их объемов, а также снижения степени загрязненности и эвтрофирования наблюдается рост окислительно-восстановительного потенциала в направлении реки Дон, Тузлов → Таганрогский залив → Азовское море.

Наблюдается снижение содержания растворенного железа в направлении шахтные воды → речные → морские, и напротив увеличение уровня  $pH$  в том же направлении.

В морских водах устойчивость коллоидов  $Fe(OH)_3$  обусловлена способностью  $Fe^{+3}$  к образованию прочных комплексных соединений с ионами кремния и органическими веществами гумусового ряда – фульво- и гуминовыми кислотами.

Независимо от погоды более высокой концентрацией растворенного железа общего характеризуются придонные слои воды, а с ростом ветровой активности регистрируется повышение содержания этого элемента во всех частях моря. Также отмечены участки Азовского моря, для которых характерно превышение ПДК растворенного железа общего при любых

погодных условиях, это места впадения рек Дон и Кубань, участки акватории прилежащие к морским портам городов Ейск и Таганрог, а также восточное побережье открытой части Азовского моря, вдоль которого расположена система оросительных лиманов.

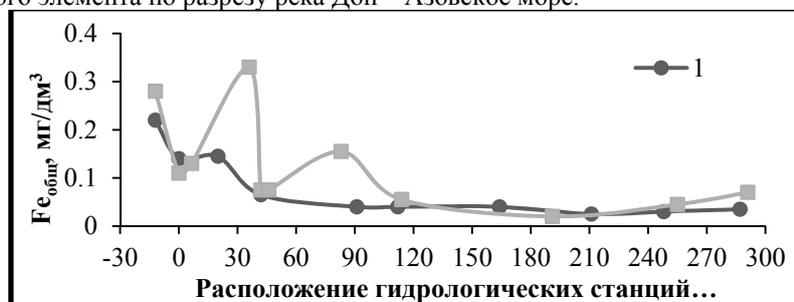
Средние показатели содержания растворенного железа общего во время шторма оказались выше примерно в 1/5 раза по сравнению с таковыми во время штиля. Такое возрастание содержания  $Fe_{\text{раств}}$  может быть обусловлено его переходом в водную толщу вследствие взмучивания донных отложений при усилении ветровой активности. Во время безветренной погоды более высокой концентрацией растворенного железа общего характеризуются придонные слои воды, а с увеличением ветровой активности наблюдается и увеличение концентрации  $Fe_{\text{раств}}$  во всех слоях водной толщи. Средняя концентрация растворенного железа общего независимо от погодных условий оказалась выше в Таганрогском заливе, чем в открытой части Азовского моря, что объясняется поступлением железа в Таганрогский залив с речным стоком, а так же его мелководностью в сравнении с открытой частью водоема.

Обращает на себя внимание тот факт, что в безветренную погоду между содержанием растворенного железа и  $Fe_{\text{раств}}$  имеет место значимая экспоненциальная зависимость, в то время как в ветренную погоду она практически отсутствует. Это может указывать на превалирующую роль железа, связанного в органических и органоминеральных комплексах в период спокойной воды, тогда как при усилении волнения водных масс, они более интенсивно разрушаются, что приводит к переходу элемента в воду и снижению тесноты связи между этими ингредиентами. Другим источником растворенного железа являются гидросульфид железа (гидротроилит), который поступает в водную толщу при взмучивании верхних слоев донных осадков и подвергается окислению в ней [7, 8].

С использованием данных по химическому составу и изотопному составу серы и кислорода сульфатных ионов «фоновых» пластовых и шахтных вод [6] описано зарождение кислых вод с высоким содержанием железа ( $S_{IV}^{Fe}$ ) и их влияние на воды прудов-отстойников, малых рек районов угледобычи, реку Дон и Азовское море. Установлена закономерная эволюция смены химических типов, классов и групп и изотопного состава серы и кислорода сульфатных ионов, содержания растворенного железа общего и его форм миграции и нахождения в водных объектах по мегапрофилю «воды суши–море» бассейна Азовского моря, которая обусловлена участием как природных, так и антропогенных факторов и процессов. Наиболее легким изотопным составом серы и кислорода сульфатных ионов и высоким содержанием растворенного железа общего характеризовались кислые воды «чистого генетического типа» ( $S_{IV}^{Fe}$ ), в шахтных водах и прудах аэраторах ( $Cl_{II}^{Na}$ ,  $S_{II}^{Na}$ ,  $S_{II}^{Mg}$  и  $Cl_{II}^{Na}$ ,  $S_{II}^{Na}$ ,  $S_{II}^{Mg}$ ) имело место снижение содержания  $Fe_{\text{общ}}$  и повышение значений  $\delta^{34}S$  и  $\delta^{18}O$ . В малых реках наблюдалось дальнейшее возрастание значений  $\delta^{34}S$  и  $\delta^{18}O$  и изменение химического типа, класса и группы ( $S_{III}^{Na}$ ,  $S_{III}^{Mg}$ ,  $S_{II}^{Na}$ ). При

смешении вод малых рек и реки Дон наблюдается снижение значения  $\delta^{34}\text{S}$  и переход химического состава, типа и группы на  $(\text{S}_I^{\text{Na,Ca}})$ . В Таганрогском заливе и далее в Азовском и Черном морях происходит трансформация солевого состава речных вод и его переход в  $(\text{Cl}_{III}^{\text{Na}})$  и возрастание в этом же направлении изотопного состава серы сульфатных ионов.

Сведения, полученные нами по изменению содержания растворенного железа общего по разрезу река Дон – Азовское море во время относительного безветрия и штормовой погоды, подтверждают теорию маргинальных фильтров, разработанную академиком РАН А.П. Лисицыным [9]. В пределах маргинального фильтра наблюдается два барьера (рис.). Первый, где происходит лавинообразное осаждение растворенного железа общего, располагается на участке смешения вод реки Дон с водами Таганрогского залива и второй, менее резкий, при превращении вод Таганрогского залива в воды собственно Азовского моря. В открытом Азовском море происходит во время штилевой погоды дальнейшее осаждение растворенного, и, добавим, взвешенного железа [10] и снижение их концентраций до Керченского предпроливья. Ранее Л.Л. Демина с соавторами [2] на примере профиля река Кубань – Азовское море продемонстрировали близкий к полученному нами тренд распределения растворенного железа общего. Ими был выявлен один геохимический барьер, что обуславливается непосредственным смешением вод реки Кубани с водами открытого моря. Во время шторма, когда наблюдается взмучивание донных осадков, тем не менее, просматривается та же тенденция поведения растворенного железа общего, которая на отдельных участках нарушается скачками повышенных концентраций соединений этого элемента по разрезу река Дон – Азовское море.



Река Дон → Таганрогский залив → Собственно Азовское море

Рисунок. Изменение концентрации растворенного железа общего по профилю река Дон – Керченский пролив Азовского моря.

1 – штиль; 2 – шторм.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00770

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др. Геология Азовского моря. Киев: Наукова думка, 1974. 247 с.
2. Демина Л.Л., Гордеев В.В., Фомина Л.С. Формы железа, марганца, цинка и меди в речной воде и их изменения в зоне смешения речных вод с морскими (на примере рек бассейнов Черного, Каспийского и Азовского морей) // Геохимия. 1978. № 8. С. 1211–1229.
3. РД 52.24.521-2009. Методические указания. Массовая концентрация железа (II) в водах. Методика выполнения измерений фотометрическим методом с 1,10-фенантролином. Ростов н/Д.: Гидрохимический институт, 2009. С. 15.
4. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши / М-во природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), Гос. учреждение "Гидрохим. ин-т" / Под ред. Л. В. Боевой. Ростов-на-Дону; Новочеркасск: НОК, 2009. 1046 с.
5. Fedorov Yu.A., Kuznetsov A.N., Predeina L.M. et al. Multidisciplinary ecosystem studies in the Russian part of the Sea of Azov (July 18–25, 2006) // *Oceanology*. 2007. V. 47. № 2. P. 294–297.
6. Федоров Ю.А. Стабильные изотопы и эволюция гидросферы. М.: МО РФ ЦЕНТР "Истина", 1999. 370с.
7. Fedorov Yu., Dotsenko I., Dmitrik L., Mikhailenko A. The impact of wind conditions on the levels of total iron content in The Sea of Azov // *Proceedings of International Conference "Managing Risk to Coastal Regions and Communities in a Changing World"*, EMECS'11 Seacoast XXVI, august 22–27, Saint-Peterburg, Russia. 2016.
8. Fedorov Y.A., Garkusha D.N., Dmitrik L.Y. et al. The use of chemical and instrumental methods in the study of the forms of occurrence of sulfides in bottom sediments // *E3S Web of Conferences*. 2021. V. 265. 02013.
9. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океана // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–743.
10. Хрусталев Ю.П. Основные проблемы геохимии седиментогенеза в Азовском море. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1999. 247 с.

On the example of mine waters, the formation of acidic solutions of "pure genetic type" with an extreme iron content, the evolution of its forms of migration and location along the transit "small rivers – medium rivers – Don River" to the final reservoir of flow – Taganrog Bay and further along the section "Bay – the Sea of Azov proper".

**Цыганкова А.Е., Беспалова Л.А.**

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail:  
aetsyankova@yandex.ru; bespalowaliudmila@yandex.ru)

**Интенсивность проявления абразионно-оползневых процессов в береговой зоне Азовского моря**

**Tsyankova A.E., Bepalova L.A.**

(Southern Federal University, Rostov-on-Don)

**The intensity of the manifestation of abrasive-landslide processes in the coastal zone of the Sea of Azov**

Ключевые слова: абразия, оползни, мониторинг, районирование, аварийные участки, типы берегов, Азовское море.

Предметом исследования является оценка степени проявления опасных береговых процессов при воздействии различных природных факторов, как постоянных во времени (геологическое строение, высота берегового обрыва), так и изменяющихся (динамики уровня, волнения, ветрового режима) и воздействии техногенных причин, выделения типов и групп берегов.

Берега Азовского моря поражены комплексом опасных экзогенных геологических процессов, главные из которых абразия и оползни. Развитию и активизации этих процессов способствуют как природные, так и антропогенные факторы [1, 2]. С учетом этого проведено районирование берегов Азовского моря общей протяженностью 567/3 км на основе нового динамического подхода – интенсивности проявления абразионно-оползневых процессов. Выделялись типы берегов по скорости абразии, а подтипы в пределах этих типов по преобладающим экзогенными геологическим процессам (абразионные, абразионно-оползневые, аккумулятивные) (рис. 1).

Выполненный факторный анализ позволяет утверждать, что главным природным фактором, определяющим интенсификацию ОБП, является экстремальные нагонные уровни (НЯ и ОЯ) [3]. Разные показатели интенсивности ОБП обусловлены также неоднородным геологическим строением, ориентировкой береговой линии по отношению к волновой равнодействующей, различной мощностью и шириной прилегающих пляжей, степенью эрозионной расчлененности клифов.

По результатам многолетнего мониторинга проведено динамическое районирование и построены карты интенсивности проявления ОБП. По активности проявления ОБП берега были подразделены на 4 типа: I тип – с очень высокой с (> 4 м/год), II тип – с высокой (2–4 м/год), III тип – со средней (1–2 м/год), IV тип – со слабой скоростью (<1 м/год) отступления берегов. В пределах этих типов подтипы берегов определялись по преобладающим экзогенными геологическим процессам (абразионные,

абразионно-оползневые, аккумулятивные).

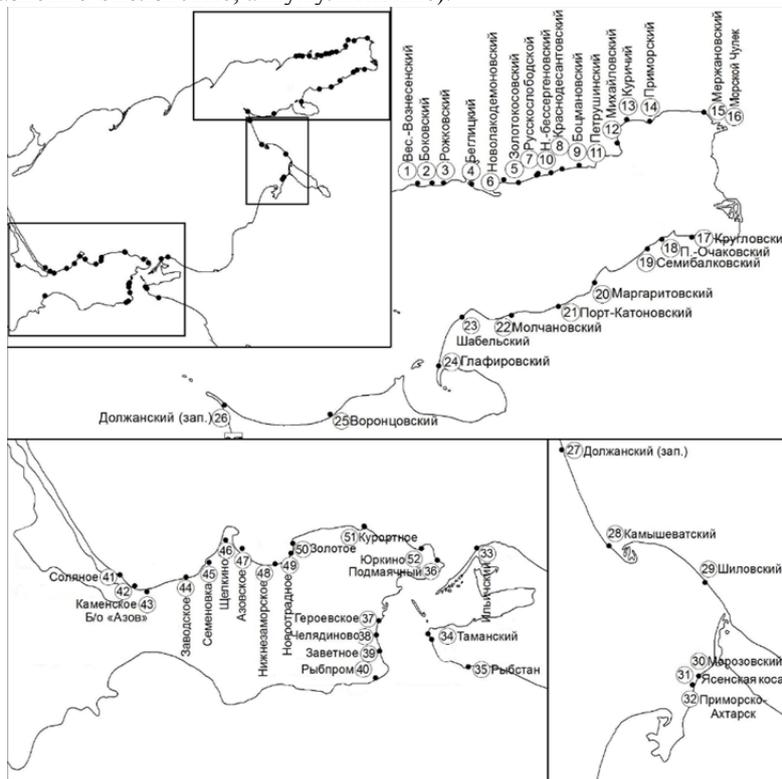


Рис. 1. Ключевые участки береговой зоны Азовского моря для наблюдения за опасными береговыми процессами

Карты отражают периоды среднемноголетнего (1980–2020 гг.), интенсивного проявления (2013–2014 гг.) и периода слабого проявлением ОБП (2018–2020 гг.).

Анализ карты за период 1980–2020 гг. показывает, что в среднемноголетнем аспекте постоянных участков со скоростью абразии более 4 м/с не зафиксировано (рис. 2). Данный тип ОБП проявляется только в период штормовой активности западных и юго-западных ветров и волнений, это наблюдалось в период 2013–2014 гг.

На основе многолетнего анализа разработана матрица перехода мониторинговых участков из одного типа в другой при различной интенсивности проявления береговых процессов (таб.).

Проведенный анализ имеет большое значение с точки зрения практического берегопользования. Установлено, что за период 1980–2020 гг. типы берегов по интенсивности проявления ОБП можно разделить на

3 группы:

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

2) стабильно активные берега, которые имеют относительно высокие скорости проявления ОБП (II и III типов) и при этом не меняют свой тип при изменении внешних факторов в многолетнем аспекте;

3) пассивные берега, которые никогда не меняют своего типа ОБП, в основном это берега со слабой скоростью проявления ОБП (IV типа).

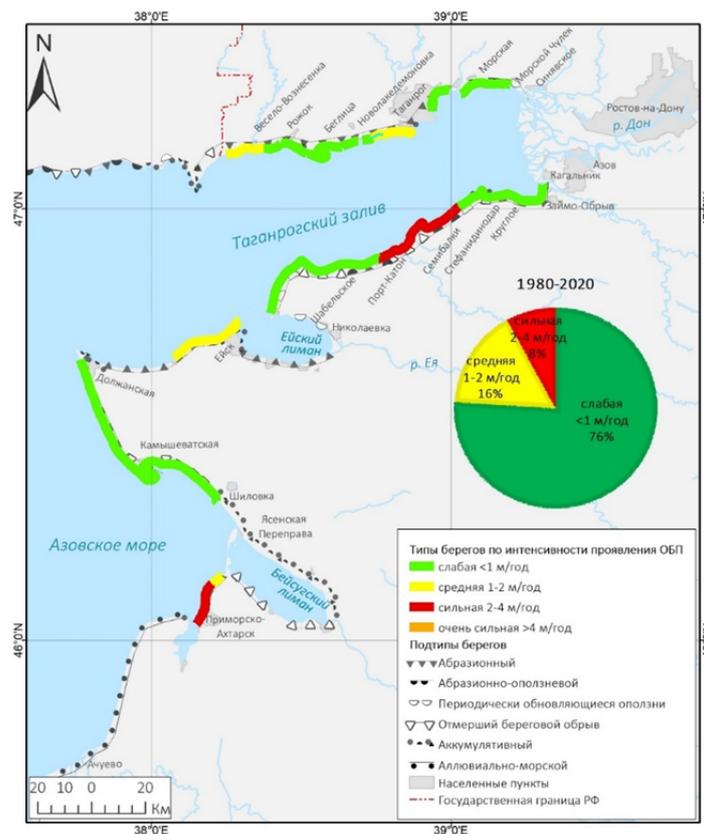


Рис. 2. Районирование берегов Азовского моря по интенсивности проявления ОБП (по среднеголетним данным за период 1980–2020 гг.).

Результаты проведенных исследований показывают необходимость учета динамических процессов. По Керченскому проливу подобные исследования проводились только за период 2015–2020 гг.

Таблица. Матрица перехода береговых участков по типам при различной интенсивности проявления ОБП

Типы ОБП	№ п/п	Участки	Интенсивность проявления ОБП по типам														
			высокая				средняя				слабая						
			I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV			
I	1	Весело-Вознесенск.	+							+							+
	2	Боковский	+							+							+
	3	Рожковский	+							+							+
	4	Золотокосовский	+							+							+
	5	Краснодесантовский	+								+						+
	6	Глафировский	+								+						+
	7	Воронцовский	+								+						+
	8	Морозовский	+							+						+	
II	1	Боцмановский		+							+						+
	2	Павло-Очаковский		+							+						+
	3	Маргаритовский		+							+						+
	4	Должанский (вост.)		+							+						+
	5	Должанский (зап.)		+							+						+
	6	Камышеватский		+						+							+
	7	Шиловский		+						+							+
	8	Ясенская коса		+						+				+			
	9	Прим.-Ахтарский		+						+						+	
	10	Рыбпром		+						+							+
III	1	Молчановский			+						+						+
	2	Подмаячный			+						+						+
	3	Героевское			+						+						+
	4	Челядиново			+						+						+
	5	Б/о «Азов»			+						+						+
	6	Золотое			+						+						+
IV	1	Бegliцкий				+					+						+
	2	Русскослободской				+					+						+
	3	Петрушинский				+					+						+
	4	Приморский				+					+						+
	5	Мержановский				+					+						+
	6	Морской Чулек				+					+						+
	7	Кругловский				+					+						+
	8	Семибалковский				+					+						+
	9	Порт-Катоновский				+					+						+
	10	Шабельский				+					+						+
	11	Ильичовский				+					+						+
	12	Таманский				+					+						+
	13	Рыбстан				+					+						+
	14	Заветное				+					+						+
	15	Заводское				+					+						+
	16	Семеновка				+					+						+

Эти особенности необходимо учитывать при проектировании и строительстве прибрежной инфраструктуры. По итогам исследования, можно предложить комплекс мероприятий берегозащиты и планирования строительства.

Антропогенная компонента действует в совокупности и проявляется по-разному на берегах различного типа. Данный вывод необходимо также учитывать при оценке социально-экономических последствий ОБП.

Исследования выполнены по проекту РФФИ №18-05-80082 "Закономерности формирования опасных береговых процессов в Азовском море и социально-экономические последствия их проявлений".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Цыганкова А.Е., Беспалова Л.А., Ивлиева О.В., Магаева А.А. Использование динамического подхода при районировании берегов Азовского моря // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. 2020. Т. 1. № 5. С. 207–213. DOI: 10.23885/2500-395X-2020-1-5-207-213.
2. Беспалова Л.А., Цыганкова А.Е. Опасные береговые процессы Азовского моря в многолетнем аспекте // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и промышленных вызовов («Опасные явления – III»): материалы III Международной научной конференции памяти члена-корреспондента РАН Д.Г. Матишова (г. Ростов-на-Дону, 15–19 июня 2021 г.). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2021. С. 178–182.
3. Беспалова Л.А., Цыганкова А.Е., Беспалова Е.В., Мисиров С.А. Штормовые нагоны в Азовском море и их влияние на абразионные процессы // Труды Южного научного центра РАН. Т. VIII: Моделирование и анализ опасных природных явлений в Азовском регионе / отв. ред. д.г.н. С.В. Бердников. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2020. С. 111–121. DOI 10.23885/1993-662 1-2020-8-111-121.

The subject of the study is to assess the degree of manifestation of dangerous coastal processes under the influence of various natural factors, both constant in time (geological structure, height of the coastal cliff) and changing (dynamics of the level, waves, wind regime) and the impact of man-made causes, the allocation of types and groups of shores.

**Pakhomova S.<sup>1,2</sup>, Silvestrova K.<sup>1</sup>, Berezina A.<sup>1,3</sup>, Stepanova N.<sup>1</sup>, Yakushev E.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia, e-mail: s-pakhomova@yandex.ru, <sup>2</sup>Norwegian Institute for Water Research, Oslo, Norway)

## **Distribution of surface and subsurface microplastic in the Central Atlantic**

Key words: microplastic, surface water, Central Atlantic

The results of the investigations of the floating plastic debris during the 79th research cruise of the R/V Akademik Mstislav Keldysh in December 2019 in the central part of the Atlantic Ocean are presented.

Environmental pollution by microplastics (MPs) attracts the attention of the whole world, the aim is to assess the level of pollution and its risk to the ecosystem. Many different approaches for both sampling and analysis of MPs have been used for research, resulting in complex data comparisons. Harmonized and validated approaches are being recommended for collecting comparable data within monitoring programs recently (e.g., [1]). When plastic pollution research started to look at surface waters much of the information gathered utilized neuston nets and focused on the larger, visible fraction of plastics. In most instances this has led to recommendation of targeting particles  $>300\ \mu\text{m}$ . Net sampling has the drawback of size of particles captured, sampling is also affected heavily by the weather and biotic conditions (calm waters, little wind and low biological activity). Whilst the influences of coastal currents and regional dynamics are interesting, microplastics concentrations and their transport and distribution in offshore waters became a target of research to look at the large-scale impacts of oceanographic processes. Scientific advances in methodological approaches are encouraged to focus on the smaller size fraction of microplastics  $<300\ \mu\text{m}$ , optimizing the processes with minimum procedural contamination and to use ships opportunities for continuous sampling of subsurface water with seawater intake. The smaller particles are of interest as they are likely to have the biggest impact on ecosystems, especially biota. However, it was shown that microplastics found in the surface and subsurface layers differ not only in the size of the particles found, but also in morphology, types of polymers, and their spatial distribution [2, 3]. Different hydrodynamic processes affect the fate of plastic habiting the sea surface and upper mixed layer. The aim of this work was to study the distribution of surface and subsurface microplastics and to reveal the influence of hydrodynamics on their spatial distribution.

**Microplastic sampling** Floating plastic debris were sampled during the 79th research cruise of the R/V Akademik Mstislav Keldysh in December 2019 in the central part of the Atlantic Ocean (Fig. 1). Samples of floating particles were collected from surface water using a neuston net and from subsurface water using

a ship-board underway pump-through system. A total of 38 subsurface water samples and 7 surface samples were collected (Fig. 1). During net towing, the relevant vessel characteristics including speed and distance were recorded. Physical and chemical characteristics of surface water (temperature, salinity, dissolved oxygen), air (temperature, wind speed, atmospheric pressure) were continuously measured along the ship track.

Surface water samples were collected using a neuston net with mesh size of 500  $\mu\text{m}$  and mouth opening of 40 X 60 cm. The net was towed along a straight line during 30 minutes per sample at average speed of 2 knots. Despite the fixed duration of the towing time intervals, towing distances varied by approximately 5% due to occasional instabilities in vessel speed and impact of sea surface currents. The amount of filtered water was equal to  $220 \pm 11 \text{ m}^3$  according to the GPS track of the vessel. After towing, the net was rinsed outside the vessel with a deck hose and returned to the ship deck. The cod-end was removed and taken to the vessel laboratory where it was rinsed, and volume reduced into a metal sieve with mesh size of 1 mm. The collected particles (1–5 mm) were visually estimated and stored in hermetically closed centrifuge tubes until the analysis in the onshore laboratory.

**Subsurface seawater** was collected by a ship-board underway pump-through system with an intake located at a depth of 3 m on the right side of the vessel. In order to perform microplastic sampling, flowing subsurface seawater was passed under pressure through two stainless steel meshes (1.5 mm and 100  $\mu\text{m}$  pore size) within the filtration system, which consisted of two sequentially established first step water appliance protective systems and food grade PVC pipes. Two flow meters in the system provided accurate registration of water volume for each sample, which varied from 1.2 to 7.8  $\text{m}^3$  per sample. After every sampling period, collected material was rinsed from the filtration system and filtered onto a stainless-steel mesh filters ( $\text{\O} 25 \text{ mm}$ , pore size 50 $\mu\text{m}$ ) using a filter holder attached directly to the sampling system to avoid contamination from the air. For this purpose, 25 mm filter holders were attached to outlets of the valve of the filtration system. Filters were sealed in plastic centrifuge tubes pre-rinsed with Milli-Q water. These tubes were stored until the analysis in the onshore clean laboratory. In the laboratory, the samples were processed to remove organic matter using an optimized protocol with 10% KOH in the same tubes where the filters were stored. The processed samples were filtered onto 47 mm GF/A papers with 1.6  $\mu\text{m}$  pore size. The filter with material was immediately transferred to a petri dish and covered for drying and further analysis.

Microplastic identification. All particles from surface and subsurface samples (as well as procedural and field blanks) were analyzed using a combination of visual inspection and chemical identification of polymeric composition via spectroscopy methods. Identification of chemical composition of the items was made using a Fourier Transform Infrared spectroscopy (FT-IR) analysis on PerkinElmer Spotlight 400 FTIR (Frontier ATR) for surface samples and

transmission micro-FTIR with DCC for subsurface samples. All spectra were manually inspected to ensure that the library matches were acceptable. All particles from surface samples were weighed (mg). The weight of subsurface microplastics was estimated on the base of the polymer density and volume of every particle, with an assumption that all the fibers are cylinders with visible diameter, and the fragments thickness was roughly estimated by comparison with the sizes of the fibers nearby.

**Results.** The highest MPs abundance and weight concentration in subsurface layer in the Central Atlantic were found at stations from 1 S to 18 N (Fig. 1a) where, according to hydrophysical data, equatorial divergence zone and Canary upwelling were observed [4]. The highest abundance of surface MPs were found south of 20 S. Also, floating mesoplastic particles (5-30 mm) were observed on two southern stations. It is well known fact that accumulation zones of surface MPs were identified in the ocean's subtropical gyres [5] whilst not is true for the MPs in subsurface water [6]. Importance of mesoscale convective flows for subsurface MPs distribution was shown [7]. In this study most stations were located 200 km from the coast resulting in low influence of coastal sources of MPs and we can suppose that ocean dynamic is the main factor driving MPs distribution here. It was not found high MPs concentration in subsurface water at stations near the south Atlantic subtropical gyre but in upwelling areas – between Cabo Verde islands and Africa and on the equator. Surface MPs showed opposite distribution and were found at stations south of 20°S only, close to the South Atlantic gyre. This clearly emphasized the difference in fate of surface and subsurface MPs in ocean water. Upwelling zones appear to be important drivers for elevated concentration of subsurface MPs but not long-term accumulation because of strong seasonal variability of their dynamics.

The abundance and weight concentrations of MPs found in the Central Atlantic are an order of magnitude higher than in the Eurasian Arctic [3]. This may indicate a significant role of local sources of MPs here. As the distance from the coast for most of studied stations was more than 200 km, it is unlikely that coastal sources can be the main source of MPs in the Central Antarctic. Some of studied stations here belonged to the latitude of the Amazon river but the river plume spreads mainly to the north during this time of the year far from the stations [4], it is unlikely that the Amazon river was a source of the observed MPs. The subtropical south Atlantic gyre has been identified as a plastic accumulation point [5] which could be contributing to the Central Atlantic values observed in this study. Variability of polymer types of MPs found in Central Atlantic coincides with polymer types demand that points on accumulation of microplastic in the region rather than that they were brought in randomly. We can suppose that macro- and microplastics were accumulated in the surface waters of the subtropical gyre followed their further fragmentation, biofouling, sinking to the subsurface layer and spreading within the whole water mass.

MPs inhabiting the sub-surface waters (about 3 m depth) have a near neutral

buoyancy and became a common feature of the oceanic sub-surface mixed layer. MPs appear to be suspended in the surface mixed layer and are likely easily transported from the sources to the distant ocean regions via ocean currents. The sub-surface turbulence prevents MPs removal from the subsurface part of the water column, unless the processes of fragmentation, biofouling or consumption by organisms occur.

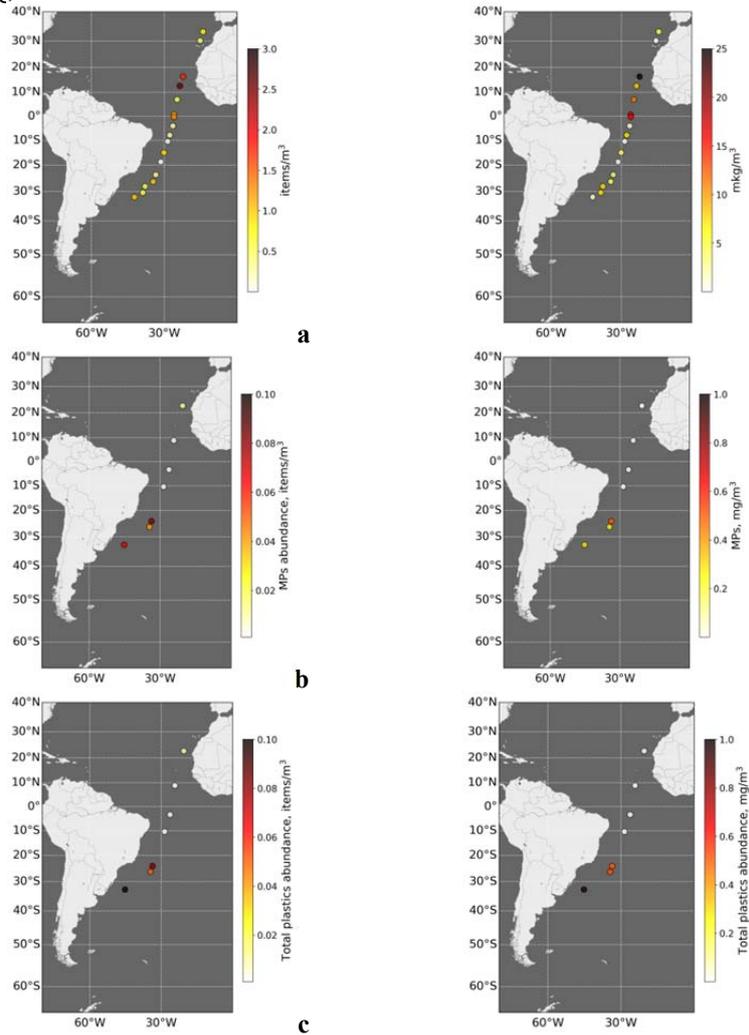


Fig. 1. Abundance and weight concentration of microplastics in the subsurface layer (a), microplastics in the surface layer (b), and total plastic found in the surface layer (c).

In contrast, the surface MPs (which are captured by sampling with surface nets) has positive buoyancy and its spatial distribution, in addition to currents, is significantly influenced by wind and waves, which led to a more sporadic distribution on the Ocean surface [3, 5, 8]. Thus, MPs data collected using both methods could give additional information about MPs fate.

Acknowledgements. S.P. was founded by the Ministry of Science and Higher Education of Russia, theme 0128-2021-0007. K.S. was founded by the Ministry of Science and Higher Education of Russia, theme 0128-2021-0002. A.B and E.Y. were founded by the Ministry of Science and Higher Education of Russia, theme 0128-2021-0001 and Russian Foundation for Basic Research according to the research projects 19-55-80004, 20-35-90056.

#### REFERENCES

1. GESAMP. Guidelines for the monitoring and assessment of plastic litter in the ocean / Kershaw P.J., Turra A. and Galgani F. (editors). 2019. 130 p.
2. Lusher A.L., Tirelli V., O'Connor I., Officer R. Microplastics in Arctic polar waters: the first reported values of particles in surface and sub-surface samples // *Scientific Reports*. 2015. V. 5. P. 14947.
3. Yakushev E., Gebruk A., Osadchiv A. et al. Microplastics distribution in the Eurasian Arctic is affected by Atlantic waters and Siberian rivers // *Commun. Earth Environ.* 2021. V. 2. P. 1–11.
4. Glukhovets D.I., Salyuk P.A., Artemiev V.A. et al. Variability of the bio-optical characteristics of the water surface layer during the transatlantic transect in 2019–2020 // *Oceanology*. 2022. In press.
5. Cózar A., Echevarría F., González-Gordillo J.I. et al. Plastic debris in the open ocean // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. 2014. V. 111. P. 10239–10244.
6. Enders K., Lenz R., Stedmon C.A., Nielsen T.G. Abundance, size and polymer composition of marine microplastics  $\geq 10 \mu\text{m}$  in the Atlantic Ocean and their modelled vertical distribution // *Mar. Pollut. Bull.* 2015. V. 100. P. 70–81.
7. Vega-Moreno D., Abaroa-Pérez B., Rein-Loring P.D. et al. Distribution and transport of microplastics in the upper 1150 m of the water column at the Eastern North Atlantic Subtropical Gyre, Canary Islands, Spain // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 788. 147802.
8. Cózar A., Martí E., Duarte C.M., García-de-Lomas J. et al. The Arctic Ocean as a dead end for floating plastics in the North Atlantic branch of the Thermohaline Circulation // *Sci. Adv.* 2017. V. 3. P. 1–9.

*Научное издание*  
*Сборник*

ISBN 978-5-6045110-4-6

DOI: 10.29006/978-5-6045110-4-6

**Геология морей и океанов**  
**Материалы XXIV Международной научной конференции**  
**(Школы) по морской геологии.**

**Том I.**

**Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,**  
**2021. – 316 с.**

ISBN 978-5-6045110-4-6

ISBN 978-5-6045110-4-6



9 785604 511046