



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



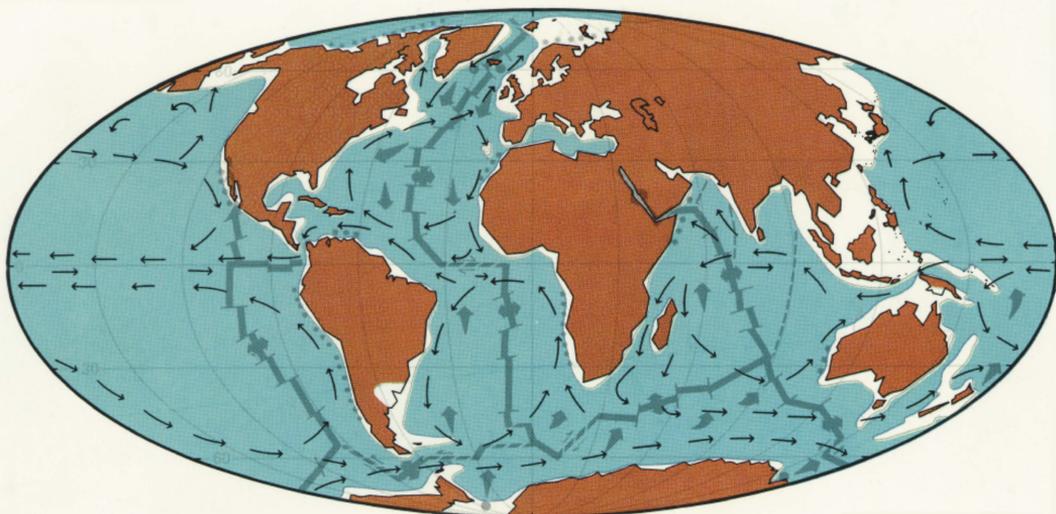
Материалы  
XXII  
Международной  
научной  
конференции  
(Школы)  
по морской  
геологии

Москва

2017

# ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том III



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

**ГЕОЛОГИЯ  
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

**Москва, 20–24 ноября 2017 г.**

**Том III**

**GEOLOGY  
OF SEAS AND OCEANS**

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

**Moscow, November 20–24, 2017**

**Volume III**

Москва / Moscow  
ИО РАН / IO RAS  
2017

ББК 26.221  
Г35  
УДК 551.35

**Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. – М.: ИО РАН, 2017. – 352 с.**

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

В томе III рассмотрены проблемы изучения рассеянного осадочного вещества геосфер, а также исследований по проблемам «Система Белого моря» и «Система Каспийского и Аральского морей».

**Материалы опубликованы при поддержке издательства ГЕОС.**

Ответственный редактор  
Академик А.П. Лисицын

Редакторы к.г.-м.н. Н.В. Политова, к.г.-м.н. В.П. Шевченко

**Geology of seas and oceans: Proceedings of XXII International Conference on Marine Geology. Vol. III. – Moscow: IO RAS, 2017. – 352 pp.**

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

Volume III includes reports devoted to the problems of investigations of dispersed sedimentary matter in geospheres, and the investigations on problems “White Sea system” and “Caspian and Aral seas system”.

Chief Editor  
Academician A.P. Lisitzin  
Editors Dr. N.V. Politova, Dr. V.P. Shevchenko

ISBN 978-5-89118-758-0  
ББК 26.221

© ИО РАН 2017

## ОГЛАВЛЕНИЕ

### **Рассеянное осадочное вещество геосфер**

|  |    |
|--|----|
| <i>Бобров В.А., Будашкина В.В., Щербов Б.Л.</i> Элементный состав чердачной пыли в селах Алтайского края как показатель антропогенной деятельности   | 17 |
| <i>Бубнова Е.С., Кречик В.А.</i> Новые данные о влиянии гидрологических условий на вертикальное распределение взвешенного вещества в Балтийском море   | 21 |
| <i>Вологина Е.Г., Штурм М., Воробьёва С.С.</i> Свидетельство ледового переноса в Южной котловине озера Байкал  | 26 |
| <i>Володина Д.А., Таловская А.В., Язиков Е.Г.</i> Минеральные и техногенные образования в твердой фазе снежного покрова в зоне влияния цементного завода в бассейне р. Томь  | 30 |
| <i>Востоков С.В., Востокова А.С., Политова Н.В.</i> Оценка запаса взвешенного вещества в кислородном слое Черного моря по экспедиционным данным и материалам дистанционного зондирования   | 35 |
| <i>Востоков С.В., Востокова А.С., Соловьев Д.М.</i> Оценка сезонной и многолетней изменчивости фитопланктона в Черном море по данным дистанционного зондирования и контактными измерениями хлорофилла «а»                              | 40 |
| <i>Денисов В.И., Кузнецов А.Н., Латун В.В., Ткаченко Ю.Ю., Заграничный К.А.</i> Оценка скорости осадконакопления методом седиментационных ловушек и микроэлементный состав донных отложений и взвешенного вещества в озере Малый Лиман | 45 |
| <i>Денисов В.И., Ткаченко Ю.Ю., Федоров Ю.А., Шевченко В.П., Потапов Е.Г.</i> Оценка темпов современного осадконакопления в озере Большой Тамбукан методом седиментационных ловушек  | 50 |
| <i>Денисов В.И., Шевченко В.П., Гордеев В.В., Ткаченко Ю.Ю., Потапов Е.Г.</i> Элементный состав донных осадков, взвешенного вещества и аэрозолей озера Большой Тамбукан  | 55 |
| <i>Есин Н.В., Мурдмаа И.О., Есин Н.И., Мельникова И.В.</i> Медленное течение потоков суспензии на абиссальной равнине Черного моря   | 59 |
| <i>Захаров В.Г.</i> Быстрые подвижки и разрушения морских льдов в Северо-Европейском и Арктическом бассейнах при   | 62 |

|   |     |
|---|-----|
| смене характера атмосферной циркуляции Северного полушария (летние сезоны 2004, 2011, 2012 гг.)   |     |
| <i>Карнаухова Г.А.</i> Цикличность осадконакопления и физические свойства донных осадков в искусственных водоемах   | 67  |
| <i>Клювиткин А.А., Гладышев С.В., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Ерошенко Д.Е., Лохов А.С., Коченкова А.И.</i> Продолжение многолетних исследований Северной Атлантики на разрезе по 59°30' с.ш. в июле 2017 г. | 72  |
| <i>Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Русанов И.И., Будько Д.Ф., Золотых Е.О., Коченкова А.И.</i> Геологические и биогеохимические исследования Черного моря в 91-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий»                  | 77  |
| <i>Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Политова Н.В.</i> Вертикальные потоки осадочного вещества в Северной Атлантике   | 82  |
| <i>Леонов А.В., Подгорный К.А.</i> Математическая модель перераспределения и динамики взвешенного вещества в мелководной морской системе  | 87  |
| <i>Масленникова А.В., Белогуб Е.В., Шевченко В.П., Герланд С., Маслов А.В., Блинов И.А.</i> Новые данные о составе осадочного материала из дрейфующих льдов в проливе Фрама   | 92  |
| <i>Мельникович Е.А., Таловская А.В.</i> Исследование вещественного состава твердой фазы снега в окрестностях угольной теплостанции в бассейне р. Томь   | 97  |
| <i>Митяев М.В., Бахмет И.Н.</i> Влияние взвешенного вещества на сердечную активность двустворчатых моллюсков ( <i>Mytilus edulis</i> и <i>Modiolus Modiolus</i> )   | 102 |
| <i>Паутова Л.А., Демидов А.Б., Гладышев С.В., Политова Н.В., Гагарин В.И., Силкин В.А.</i> Структура летнего фитопланктона моря Ирмингера (Северная Атлантика)  | 107 |
| <i>Паутова Л.А., Силкин В.А., Копелевич О.В., Федоров А.В.</i> Цветения кокколитофориды <i>Emiliania huxleyi</i> в прибрежных водах северо-восточной части Черного моря   | 109 |
| <i>Политова Н.В., Саввичев А.С., Леин А.Ю., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Демидов А.Б.</i> Биогеохимические характеристики летней взвеси Северной Атлантики  | 111 |
| <i>Серебряный А.Н.</i> Возможности ADCP для исследований на   | 116 |

|   |     |
|---|-----|
| морском шельфе  |     |
| <i>Страховенко В.Д., Субетто Д.А., Овдина Е.А., Белкина Н.А., Ефременко Н.А., Маслов А.В.</i> Геохимия редкоземельных элементов в позднеголоценовых донных отложениях Онежского озера | 120 |
| <i>Титова А.М., Немировская И.А.</i> Взвесь и органические соединения в барьерной зоне вода – атмосфера   | 125 |
| <i>Трубкин И.П., Немировская И.А.</i> Расчет потоков наносов и деформации дна на Ямальском побережье Южно-Карского шельфа   | 130 |
| <i>Шевченко В.П.</i> Микро- и наночастицы в атмосфере, снежном покрове и дрейфующих морских льдах Арктики   | 135 |

#### **Система Белого моря, 4-D исследования**

|  |     |
|--|-----|
| <i>Агафонова Е.А., Романенко Ф.А., Полякова Е.И.</i> Расчет скоростей поднятия побережья Кандалакшского залива Белого моря на основе диатомового анализа и радиоуглеродного датирования  | 141 |
| <i>Алабян А.М., Алексеева А.А., Демиденко Н.А., Кашицына А. С., Лебедева С.В., Льюменс М., Медин А.М., Одоев Л.С., Панченко Е.Д., Повалишников Е.С., Попрядухин А.А., Терский П.Н.</i> Полевые гидрологические исследования устьев рек Онежского залива в зимнюю и летнюю межень 2016-2017 гг. | 146 |
| <i>Алабян А.М., Алексеева А.А., Демиденко Н.А., Лебедева С.В., Одоев Л.С., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А.</i> Полевые гидрологические исследования в дельте Северной Двины летом 2016 и 2017 гг.   | 151 |
| <i>Алабян А.М., Панченко Е.Д., Алексеева А.А.</i> Динамика потока в устьевых областях малых рек бассейна Белого моря и возможность применения 1D моделей   | 155 |
| <i>Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н.</i> Новые данные о возрасте терской свиты Кандалакшского грабена (Белое море)  | 160 |
| <i>Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Балуев А.С., Журавлёв В.А.</i> Глубинное строение земной коры Беломорской палеорифтовой системы по материалам морской магнитометрии   | 165 |
| <i>Будько Д.Ф., Демина Л.Л., Новигатский А.Н.</i> Сопоставление  | 170 |

- форм нахождения микроэлементов в рассеянном осадочном веществе и поверхностном слое донных отложений Белого моря
- Быкова Е.А., Лабунская Е.А., Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Капацкая А.А., Шушкевич Ю.И., Тюрина Т.М., Чергинцев Д.А., Подолян А.О.* Метод тонкослойной хроматографии в анализе пигментного состава планктонных водорослей, формирующих окрашенные слои в меромиктических озерах акватории Белого моря 175
- Гордеев В.В., Чульцова А.Л., Коченкова А.И., Белоруков С.К.* Сезонные вариации концентраций неорганических форм биогенных элементов в нижнем течении Северной Двины и их поведение в маргинальном фильтре реки 179
- Демиденко Н.А., Попрядухин А.А., Льюменс М.Х.* Динамика взвешенного вещества в зоне смешения пресных и соленых вод в эстуарии Мезени Белого моря 184
- Ефимов В.А., Беляев Б.М., Василенко А.Н., Воронов Д.А., Ефимова Л.Е., Краснова Е.Д., Мироненко А.А., Фролова Н.Л.* Новые данные гидролого-гидрохимических исследований стратифицированных водоёмов отделяющихся от моря 189
- Колька В.В., Корсакова О.П., Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Вашков А.А.* Дифференцированные движения морфотектонических блоков на побережье Белого моря (район пос. Чупа) 194
- Коченкова А.И., Гордеев В.В., Яковлев А.В., Белоруков С.К.* Сезонные вариации концентраций растворенного и взвешенного органического углерода в нижнем течении Северной Двины и её маргинальном фильтре 198
- Краснова Е.Д., Воронов Д.А.* Вертикальная гидрологическая структура и биологическая зональность в водоемах, отделяющихся от Белого моря 203
- Кутенков С.А., Кожин М.Н., Головина Е.О., Копейна Е.И., Стойкина Н.В.* Полигональные торфяники островов Белого моря: свидетельства изменений климата второй половины голоцена 208
- Лебедева С.В., Одоев Л.С., Фингерт Е.А.* 2D моделирование динамики потока в устьевых областях крупных рек бассейна Белого моря 213
- Леонов А.В., Колтовская Е.В., Чичерина О.В.* Показатели 218

|   |     |
|---|-----|
| биогеохимического портрета Белого моря  |     |
| <i>Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М.</i> Химические параметры процесса сульфатредукции в озере Трехцветном (Кандалакшский залив Белого моря)  | 223 |
| <i>Лукиа В.Л., Сорокин В.М., Корнилова М.О.</i> Глинистый комплекс голоценовых осадков губы Ругозерская (Белое море, Кандалакшский залив)   | 227 |
| <i>Махнович Н.М.</i> Пространственное распределение макрозообентоса устьевой области реки Ухта (бассейн Белого моря)  | 232 |
| <i>Мискевич И.В.</i> Оценка синоптической, сезонной и междугодовой изменчивости гидролого-геохимического режима устьев малых рек Белого моря на примере эстуария реки Кянды   | 235 |
| <i>Мосеев Д.С.</i> Абиотические факторы развития приморских фитоценозов в эстуарии реки Кянда Онежского залива Белого моря  | 240 |
| <i>Мосеев Д.С.</i> Некоторые особенности развития маршевых берегов Белого и Баренцева морей   | 245 |
| <i>Нецветаева О.П., Коробов В.Б.</i> Особенности кислородного режима устьевой области Северной Двины  | 250 |
| <i>Нецветаева О.П., Змётная М.И., Коробов В.Б.</i> Особенности кислородонасыщения вод Белого моря в начале XXI века   | 254 |
| <i>Никонов А.А., Флейфель Л.Д.</i> Мощные моретрясение и цунами в Белом море (по забытой рукописи XVI в.)   | 259 |
| <i>Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Ключиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В.</i> Особенности вертикальных потоков рассеянного осадочного материала в арктическом седиментогенезе внутриконтинентальных морей (на примере Белого моря) | 264 |
| <i>Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н.</i> Динамика берегов Горла Белого моря в районе м. Инцы   | 269 |
| <i>Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С., Луговой Н.Н., Садков С.А., Зверев А.В., Волвинский И.В., Гурбич В.А.</i> Морфодинамика берегов Горла Белого моря в районе м. Инцы в голоцене   | 274 |
| <i>Стародымова Д.П., Шевченко В.П.</i> Рассеянное осадочное вещество в атмосфере и природных архивах побережья Кандалакшского залива Белого моря  | 279 |

- Толстиков А.В., Чернов И.А., Мартынова Д.М., Мурзина С.А.* Моделирование сценариев отклика гидрологических характеристик и экосистемных параметров Белого моря на условия меняющегося климата 284
- Шварев С.В., Никонов А.А.* Морфоструктура Беломорского бассейна и эпицентры поздне-последледниковых и голоценовых землетрясений 289

## **Система Каспийского и Аральского морей,**

### **4-D исследования**

- Агапитов И.Д., Шилкин С.Г., Белова А.А., Керусов И.Н.* Сиквенс-стратиграфия юрских отложений акватории Среднего Каспия 295
- Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф., Янина Т.А.* Новокаспий Северо-Каспийского шельфа – структура, состав, данные абсолютного возраста 300
- Голованова О.В.* Особенности осадконакопления в плейстоценовых бассейнах Северного Каспия области Астраханского газоконденсатного месторождения 305
- Есин Н.В., Есин Н.И., Янко-Хомбах В.В.* Глобальные геологические процессы в Каспийско-Средиземноморском регионе в миоцене-плейстоцене 310
- Козина Н.В.* Карбонатонакопление в южной части Каспийского моря. Типы и распределение во времени 315
- Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Ключиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Русанов И.И., Саввичев А.С.* Сезонная динамика состава взвеси Каспийского моря по данным изотопных маркеров органического углерода 320
- Курбанов Р.Н., Мюррей Э.С., Янина Т.А., Свистунов М.И.* Новые данные по геохронологии палеогеографических событий позднего плейстоцена Северного Прикаспия (по результатам осл-датирования) 325
- Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П., Ключиткин А.А., Сапожников Ф.В., Завьялов П.О.* Систематика ряда редких и рассеянных элементов в современных донных осадках Каспийского моря: к реконструкции состава пород в областях размыва 328
- Немировская И.А., Островская Е.В.* Изменчивость взвеси и органические соединения в седиментационных процессах 333

|   |     |
|---|-----|
| водосбора Волги и в Северном Каспии   |     |
| <i>Островская Е.В., Монахов С.К.</i> Тяжелые металлы в донных отложениях северо-западной части Каспийского моря   | 338 |
| <i>Савенко А.В., Покровский О.С.</i> Закономерности трансформации стока растворенных веществ в устье р. Урал  | 343 |
| <i>Янина Т., Сорокин В., Безродных Ю., Романюк Б.</i> Строение отложений Северного Каспия как отражение глобальных климатических событий позднего плейстоцена (материалы бурения) | 348 |

## CONTENTS

|  |    |
|--|----|
| <b>Dispersed sedimentary matter in geospheres</b>  |    |
| <i>Bobrov V.A., Budashkina V.V., Scherbov B.L.</i> Elemental composition of attic dust in the villages of Altai region as the indicator of anthropogenic pollution   | 17 |
| <i>Bubnova E.S., Krechik V.A.</i> New data on the influence of the hydrological conditions on the vertical distribution of the suspended particulate matter in the Baltic  | 21 |
| <i>Vologina E.G., Sturm M., Vorob'eva S.S.</i> Evidence of ice transfer in the South Basin of Lake Baikal  | 26 |
| <i>Volodina D. A., Talovskaya A.V., Yazikov E.G.</i> Mineral and anthropogenic particles in the solid phase of the snow cover in impact area of cement plant located in the basin of the river Tom   | 30 |
| <i>Vostokov S.V., Vostokova A.S., Politova N.V.</i> Assessment of total suspended matter stock in oxic layer of the Black Sea based on field and remote data processing  | 35 |
| <i>Vostokov S.V., Vostokova A.S., Solov'ev D.M.</i> Estimation of seasonal and inter-annual variations of phytoplankton in the Black Sea on the base of chlorophyll "a" in situ measurements and remote sensed data procession                         | 40 |
| <i>Denisov V.I., Kuznetsov A.N., Latun V.I., Tkachenko Yu.Yu., Zagranichny K.A.</i> Estimation of sedimentation rate and the concentration of microelements in bottom sediments and suspended matter extracted from sediment traps in Lake Maliy Liman | 45 |
| <i>Denisov V.I., Tkachenko Yu.Yu., Fyodorov Yu.A., Shevchenko V.P., Potapov E.G.</i> Estimation of modern sedimentation rate tempo collected by sediment traps in Lake Bolshoy Tambukan  | 50 |
| <i>Denisov V.I., Shevchenko V.P., Gordeyev V.V., Tkachenko Yu.Yu., Potapov E.G.</i> Element composition of bottom sediments, suspended matter and aerosols of Lake Bolshoy Tambukan  | 55 |
| <i>Esin N.V., Murdmaa I.O., Esin N.I., Melnikova I.V.</i> Slow suspension flows on the Black Sea abyssal plain   | 59 |
| <i>Zakharov V.G.</i> Rapid advances and destructions of sea ice in the North- European and Arctic basins with character change of atmospheric circulation of Northern Hemisphere (summer seasons 2004, 2011, 2012)                                     | 62 |
| <i>Karnaikhova G.A.</i> Cyclicity of Sedimentation and Physical  | 67 |

|   |     |
|---|-----|
| Properties of the Bottom Sediments in Artificial Reservoirs<br><i>Klyuvitkin A.A., Gladyshev S.V., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Eroshenko D.V., Lokhov A.S., Kochenkova A.I.</i>   | 72  |
| Continuation of Long-Term Researches of the Northern Atlantic along N59°30' Section on July 2017<br><i>Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Rusanov I.I., Budko D.F., Zolotykh E.O., Kochenkova A.I.</i> Geological and biogeochemical researches of the Black Sea during the 91th cruise of the RV Professor Vodyanitskiy | 77  |
| <i>Klyuvitkin A.A., Novigatsky A.N., Politova N.V.</i> Vertical fluxes of sedimentary matter in the Northern Atlantic   | 82  |
| <i>Leonov A.V., Podgorniy K.A.</i> Mathematical model of particulate matter redistribution and dynamics in shallow marine system  | 87  |
| <i>Maslennikova A.V., Belogub E.V., Shevchenko V.P., Gerland S., Maslov A.V., Blinov I.A.</i> New data on the composition of ice-rafted sediments in the Fram Strait  | 92  |
| <i>Melnikovitch EA, Talovskaya A.V.</i> Study of phase composition of the solid phase of snow in the vicinity of a coal-fired power plant in the Tom River basin  | 97  |
| <i>Mityaev M.V., Bakhmet I.N.</i> Influences of sedimentary matter on heart activity in bivalvia blue mussels ( <i>Mytilus edulis</i> and <i>Modiolus Modiolus</i> )  | 102 |
| <i>Pautova L.A., Demidov A.B., Gladyshev S.V., Politova N.V., Gagarin V.I., Silkin V.A.</i> Summer phytoplankton structure of the Irminger Sea (North Atlantic)   | 107 |
| <i>Pautova L.A., Silkin V.A., Kopelevich O.V., Fedorov A.V.</i> Blooms of coccolithophorid <i>Emiliana huxleyi</i> in the coastal waters of the NE Black Sea  | 109 |
| <i>Politova N.V., Savvichev A.S., Lein A.Yu., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Demidov A.B.</i> Biogeochemical characteristics of the summer suspended matter in the North Atlantic  | 111 |
| <i>Serebryany A.N.</i> Capabilities of ADCP for investigations on the sea shelf   | 116 |
| <i>Strakhovenko V.D., Subetto D.A., Ovdina E.A., Belkina N.A., Efremenko N.A., Maslov A.V.</i> Geochemistry of rare-earth elements in the Late Holocene bottom sediments of Lake Onega  | 120 |
| <i>Titova A.M., Nemirovskaya I.A.</i> Suspended matter and organic compounds in barrier zones of the water–atmosphere   | 125 |

- Trubkin I.P., Nemirovskaya I.A.* Calculation of sediment flows and bottom deformation on the Yamal coast of the South Kara shelf 130
- Shevchenko V.P.* Micro- and nanoparticles in the atmosphere, snow cover and drifting sea ice of the Arctic 135

#### **White Sea System, 4-D investigations**

- Agafonova E.A., Romanenko F.A., Polyakova Ye.I.* Calculation of the uplift rates of the Kandalaksha Bay coasts (White Sea) according to diatom analysis and radiocarbon dating 141
- Alabyan A.M., Alekseeva A.A., Demidenko N.A., Kashitsyna A.S., Lebedeva S.V., Leummens M., Medin A.M., Odoev L.S., Panchenko E.D., Povalishnikova E.S., Popryadukhin A.A., Tersky P.N.* Hydrological field research of the Onega Bay river mouths in winter and summer low-water seasons of 2016 and 2017 146
- Alabyan A.M., Alekseeva A.A., Demidenko N.A., Lebedeva S.V., Odoev L.S., Panchenko E.D., Popryadukhin A.A.* The field hydrological research of the Northern Dvina delta in summer 2016 and 2017 151
- Alabyan A.M., Panchenko E.D., Alekseeva A.A.* Flow dynamics of small estuaries of the White Sea basin and possibility of 1D modeling 155
- Baluev A.S., Kolodyazhny S.Yu., Terekhov E.N.* New data on the age of the Tersky Formation of the Kandalaksha Graben (White Sea) 160
- Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N., Baluev A.S., Zhuravlyov V.A.* Deep crust structure of White Sea paleorift system by results of marine magnetic survey 165
- Budko D.F., Demina L.L., Novigatsky A.N.* Comparison of trace elements speciation in the sinking particles and surface bottom sediments of the White Sea 170
- Bykova E.A., Labunskaya E.A., Krasnova E.D., Voronov D.A., Kapatcinskaya A.A., Shushkevich U.I., Tyurina T.M., Chergintcev D.A., Podolyan A.O.* The thin layer chromatography method in analyses of pigment composition in planktonic algae, forming colored layers in meromictic lakes of the White Sea aquatory 175
- Gordeev V.V., Chultsova A.L., Kochenkova A.I., Belorukov S.K.* 179

|   |     |
|---|-----|
| Seasonal variations of mineral forms of biogenic element concentrations in the lower reaches of the Northern Dvina and their behavior in the marginal filter of the river   |     |
| <i>Demidenko N.A., Popryadukhin A.A., Leummens M.</i> Suspended sediment dynamics in the mixing zone at the Mezen estuary of the White Sea  | 184 |
| <i>Efimov V.A., Belyaev B.M., Vasilenko A.N., Voronov D.A., Efimova L.E., Krasnova E.D., Mironenko A.A., Frolova N.L.</i> New data of hydrological and hydrochemical explorations of stratified water bodies separated from the sea   | 189 |
| <i>Kolka V.V., Korsakova O.P., Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Vashkov A.A.</i> Differentiated movements of morpho-tectonic blocks on the White Sea coast of (area of the village of Chupa)  | 194 |
| <i>Kochenkova A.I., Gordeev V.V., Iakovlev A.V., Belorukov S.K.</i> Seasonal variations of dissolved and suspended organic carbon concentrations in the lower reaches of the Northern Dvina and its marginal filter                   | 198 |
| <i>Krasnova E.D., Voronov D.A.</i> Vertical hydrological structure and functional biological zones in the water bodies separated from the White Sea   | 203 |
| <i>Kutenkov S.A., Kozhin M.N., Golovina E.O., Kopeina E.I., Stoikina N.V.</i> Polygonal peat deposits of the White Sea islands: evidence of climate change in the second half of the Holocene   | 208 |
| <i>Lebedeva S.V., Odoev L.S., Fingert E.A.</i> River deltas and estuaries of the White Sea: 2D modelling of flow dynamics   | 213 |
| <i>Leonov A.V., Koltovskaya E.V., Chicherina O.V.</i> Indexes of the biohydrochemical portrait of the White Sea   | 218 |
| <i>Losyuk G.N., Kokryatskaya N.M.</i> The chemical parameters of the process of sulfate reduction in the Lake Trekhtzvetnoe   | 223 |
| <i>Luksha V.L., Sorokin V.M., Kornilova M.O.</i> Clay complex in holocen sediments of Rugozerskaya Inlet (White Sea, Kandalaksha Bay)   | 227 |
| <i>Makhnovich N.M.</i> Spatial distribution of macrozoobenthos in the estuary area of the Ukhta River (White Sea basin)   | 232 |
| <i>Miskevich I.V.</i> Assessment of the synoptic, seasonal and interannual variability of the hydrologic-hydrochemical regime of the estuaries of the small rivers of the White Sea on the example of the estuary of the Kyanda River | 235 |
| <i>Moseev D.S.</i> Abiotic factors the development of coastal   | 240 |

|   |     |
|---|-----|
| phytocenoses in the estuary of the river Kyanda of the Onega Bay of the White Sea   |     |
| <i>Moseev D.S.</i> Some peculiarities of the development of the marshes of the White Sea and the Barents Sea  | 245 |
| <i>Netsvetaeva O.P., Korobov V.B.</i> Features of the oxygen regime in the estuary of the Northern Dvina River  | 250 |
| <i>Netsvetaeva O.P., Zmetnaya M.I., Korobov V.B.</i> Features of the oxygen saturation of the White Sea waters at the beginning of the XXI century  | 254 |
| <i>Nikonov A.A., Fleifel L.D.</i> Strong maremoto and tsunami on the White Sea (by a forgotten manuscript of the XVI century)   | 259 |
| <i>Novigatsky A.N., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Politova N.V.</i> Specificity vertical flux of sedimentary material in the Arctic sedimentogenesis of the inland seas (the example White Sea Basin) | 264 |
| <i>Repkina T.Yu., Lugovoy N.N.</i> Dynamics of the coasts of the Gorlo of the White Sea in the vicinity of the Cape of Intsy  | 269 |
| <i>Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Shilova O.S., Lugovoy N.N., Sadkov S.A., Zverev A.V., Volovinsky I.V., Gurbich V.A.</i> Morphodynamics of the coasts of the Gorlo of the White Sea in the vicinity of the Cape of Intsy in the Holocene  | 274 |
| <i>Starodymova D.P., Shevchenko V.P.</i> Dispersed sedimentary matter in atmosphere and natural archives of the Kandalaksha Bay coast of the White Sea  | 279 |
| <i>Tolstikov A.V., Chernov I.A., Martynova D.M., Murzina S.A.</i> Modeling of the climate change response scenarios of hydrological characteristics and ecosystem parameters in the White Sea   | 284 |
| <i>Shvarev S.V., Nikonov A.A.</i> The morphostructure of the White Sea basin and the epicenters of late-glacial and Holocene earthquakes  | 289 |

#### **Caspian and Aral seas System, 4-D investigations**

|   |     |
|---|-----|
| <i>Agapitov I.D., Shilkin S.G., Belova A.A., Keresov I.N.</i> Jurassic sequence stratigraphy of the Middle Caspian basin                                  | 295 |
| <i>Bezrodnih Ju.P., Sorokin V.M., Romajuk B.F., Yanina T.A.</i> The Neo-Caspian of the North Caspian shelf: the structure, composition, absolute age data | 300 |
| <i>Golovanova O.V.</i> Specificity of Neo Pleistocene sedimentation   | 305 |

|   |     |
|---|-----|
| in the Northern Caspian basin, Astrakhan gas condensate field   |     |
| <i>Esin N.V., Esin N.I., Yanko-Hombach V.V.</i> The global geological processes in the Caspian-Mediterranean region during the Miocene-Pleistocene  | 310 |
| <i>Kozina N.V.</i> Carbonates accumulation in the southern part of the Caspian Sea. Types and temporal distribution   | 315 |
| <i>Kravchishina M.D., Lein A.Yu., Klyuvitkin A.A., Politova N.V., Novigatsky A.N., Rusanov I.I., Savvichev A.S.</i> Seasonal Dynamics of Suspended Particulate Matter in the Caspian Sea According to Organic Carbon Isotopic Markers | 320 |
| <i>Kurbanov R.N., Murray A.S., Yanina T.A., Svistunov M.</i> New results on chronology of Late Pleistocene paleogeographical events of Northern Caspian Sea (optically stimulated luminescence dating)                                | 325 |
| <i>Maslov A.V., Kozina N.V., Shevchenko V.P., Klyuvitkin A.A., Sapozhnikov Ph.V., Zavalov P.O.</i> Systematics of some trace elements in modern bottom sediments of the Caspian Sea: to reconstruction of catchment area composition  | 328 |
| <i>Nemirovskaya I.A., Ostrovskaya E.V.</i> Variability of suspended matter and organic compounds in the sedimentation processes of the Volga River in the Northern Caspian  | 333 |
| <i>Ostrovskaya E.V., Monakhov S.K.</i> Heavy metals in bottom sediments of the North-Western part of the Caspian Sea  | 338 |
| <i>Savenko A.V., Pokrovsky O.S.</i> Regularities of the transformation of dissolved matter runoff in the Ural River mouth   | 343 |
| <i>Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B.</i> Structure of deposits of the Northern Caspian Sea as reflection of global climatic events of the Late Pleistocene (drilling materials)                                      | 348 |

***РАССЕЯННОЕ ОСАДОЧНОЕ  
ВЕЩЕСТВО ГЕОСФЕР***

***DISPERSED SEDIMENTARY  
MATTER IN GEOSPHERES***

**Бобров В.А., Будашкина В.В., Щербов Б.Л.**

(Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: bobr@igm.nsc.ru)

**Элементный состав чердачной пыли в селах Алтайского края как показатель антропогенной деятельности**

**Bobrov V.A., Budashkina V.V., Scherbov B.L.**

(Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk)

**Elemental composition of attic dust in the villages of Altai region as the indicator of anthropogenic pollution**

Ключевые слова: чердачная пыль, атмосферный перенос, антропогенное загрязнение, геохимический фон.

Элементный состав чердачной пыли сельских домов на юге Западной Сибири служит надежным индикатором техногенного и антропогенного загрязнения отдельных строений и целых районов. Коэффициенты обогащения (EF) многих элементов в чердачной пыли на порядок выше, чем в почвах окружающих площадей.

Для отслеживания источников и долгосрочных тенденций загрязнения в разных странах используются природные архивы –компоненты окружающей среды, накапливающие атмосферные выпадения в течении долгого времени (торфяные, донные отложения, льды) [1–3]. Чердачная пыль может считаться таким природным архивом. Она успешно применяется для определения геохимического фона у ряда зарубежных исследователей Австралии, Словении, Македонии [4].

Главным поставщиком пыли на континентах служат ветровая эрозия и техногенез. Пылевые частицы, имеющие повышенную, в сравнении с песчаными, сорбционную емкость, более энергично вовлекаются в атмосферную миграцию. Атмосфера наполнена аэрозолями дальнего и сверхдальнего распространения – частицами размером 1–4 мкм и более мелкими [5]. Вместе с ними мигрируют и многие элементы [6].

Основной задачей нашего исследования было изучение элементного состава чердачной пыли как свидетеля накопления тяжелых металлов техногенного происхождения. Для анализа нами было взято 34 образца пыли с чердаков частных домов Алтайского края, расположенных вдоль широтного трансекта от северо-западного «фонового» участка (Славгород, Благовещенка) до юго-западного «техногенного» участка (Горняк, Змеиногорск). Предметом изучения послужил геохимический состав пыли (главная размерность микрочастиц 1.2–1.4 мкм и выше), отобранных на чердаках разновозрастных жилых домов в сельской местности. Атмосферная пыль была собрана шпателем в бумажные конверты с различных внутренних деталей (пола, перекрытий) на чердаках домов.

Изучение геохимического состава чердачной пыли выполнено рядом аналитических методов – рентгено-флуоресцентным на базе ускорителя ВППЗ ИЯФ СО РАН (РФА СИ), нейтронно-активационным (ИНАА) и атомно- абсорбционным (ААС) в ИГМ СОРАН, дополнительно по 10 образцам был проведён силикатный анализ (ИГМ СОРАН).

Все образцы чердачной пыли первоначально были сгруппированы по продолжительности накопления вещества. Первая группа (6 образцов) содержала пыль, накопившуюся в период 1914–1940 гг. («доатомный») период. Вторая (12 образцов) отнесена к «атомным» годам, характеризующимся бурным развитием промышленности юга Сибири и Восточного Казахстана, освоением целинных земель и функционированием Семипалатинского полигона (1945–1962 гг.). Третья группа (9 образцов) характеризовала последние 30 лет, после 1970 г. когда закончились ядерные испытания и активное освоение целинных земель. Четвертая (7 образцов) – период стабилизации промышленного и сельскохозяйственного производства (после 1980 г). Средние значения содержания элементов в пределах своей группы имеют относительно невысокие коэффициенты вариации ( $V\%$  – отношение среднеквадратического значения к среднему): 1 группа – 5–15%, 2 группа – 7–16%, 3 группа – 10–30%, 4 группа – 8–21%. Несмотря на разброс значений по группам, «общее среднее» остаётся на уровне 10%.

Окончательные результаты представлены в виде “коэффициентов обогащения” EF (Enrichment Factor), которые строятся по формуле  $EF = (X_i/AI)_{\text{пыль}} / (X_i/AI)_{\text{глина, почва}}$  [7], где  $X_i$  – концентрация каждого элемента, нормированного по содержанию консервативного элемента. [3, 8]. Получены две кривая EF: одна кривая – по всему массиву элементов во всех точках отбора (35 шт.) и другая «условно фоновая» – по 25 точкам, за исключением точек вблизи промышленных пунктов, где наблюдаются заведомо повышенные концентрации элементов. Сравнение величин EF проведено по соотношениям EF для континентальных почв [9] и глинам [10] (рис.).

Коэффициенты обогащения экологически значимых тяжелых металлов (Cd, Pb, Zn, Hg) в пыли больше 1 и выше «условно фоновых» значений для Алтайского края. Именно эта группа относится к наиболее активным воздушным мигрантам, имеющими антропогенный источник. В частности, это показано геохимическими исследованиями лесных пожаров Сибири [11]. Что касается рудных элементов (Mn, Cr, Co, Ni, Cu), то их повышенные концентрации так же имеют техногенные или антропогенные источники. Повышенные содержания в чердачных образцах Na, Ca и Mg обусловлены другими причинами: ими служат природные обстоятельства – повсеместное распространение соленых озер в обследованных районах.

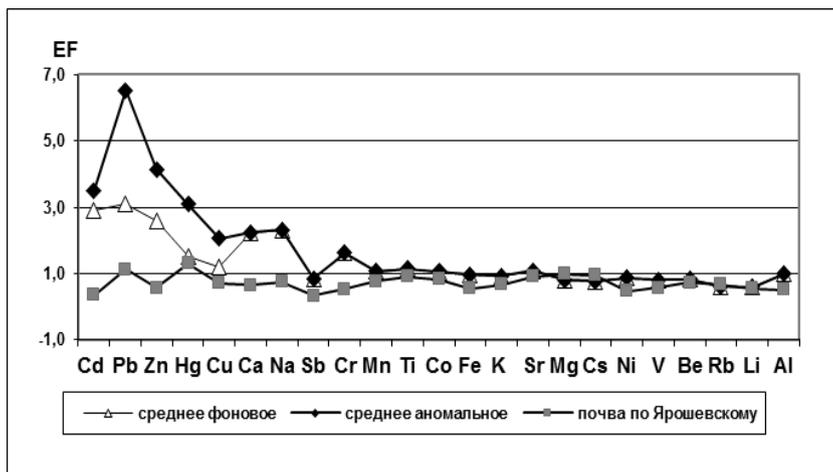


Рисунок. Коэффициенты обогащения.

В общем, воздействие техногенных и антропогенных процессов (испытания ядерного оружия, общая индустриализация, освоение целинных земель, бытовые отходы) на атмосферу Западной Сибири в XX веке оказались соизмеримыми с природными факторами по ряду летучих элементов (Cd, Hg, Zn, Pb, Sb и др.). Это соотношение (рис.) остается стабильным последние 2000 лет [1, 12]. Те же элементы, которые имеют высокую вариабельность и аномально высокие содержания формируются за счет локальных выпадений [4, 11]. Элементы, привнесенные глобальным переносом соотносимы с породообразующими и поэтому имеют меньшую вариабельность.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В., Будашкина В.Д., Мельгунов М.С., Бобров В.А. Свидетельства фракционирования химических элементов в атмосфере Западной Сибири по данным исследования верхового торфяника // Геохимия. 2003. № 12. С. 1337–1344.
2. Nriagu J.O. A History of Global Metal Pollution // Science. 1996. V. 272. P. 223–224.
3. Wiersma G.B., Davidson C.J. Toxic metals in the Atmosphere. N.Y.: Wiley. 1986. P. 201–266;
4. Biljana Balabanova, Trajče Stafilov, Robert Sajn, Claudiu Tanaselia. Long-term Geochemical Evolution of Lithogenic Versus Anthropogenic Distribution of Macro and Trace Elements in Household Attic Dust // Arch Environ Contam Toxicol. 2017. V. 72. P. 88–107.
5. Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды / Под ред. Н.Л.

Добрецова, В.И. Коваленко. Новосибирск: Изд-во СО РАН «Гео», 2001. С. 163–247.

6. Малахов С.Г., Махонько Э.П. Выброс токсичных металлов и их накопление в поверхностном слое Земли // Успехи химии. 1990. Т. 59. Вып. II. С. 1777–1798.

7. Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G. et al. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition in an ombrotrophic bog profile, Jura Mountains, Switzerland // Earth and Planetary Science Letter. 1996. V.145. N 1. P. 1–7.

8. Gavshin V.M., Melgunov M.S., Sukhorukov F.V. et al.  $^{210}\text{Pb}$  dating of West Siberian geochemical background changes over the XX century // Geochemistry of the Earth's Surface. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 39–43.

9. Ярошевский А.А. Проблемы современной геохимии // Конспект лекций в ГЕОХИ РАН. Новосибирск: М-во образования и науки Рос. Федерации, Новоси�. гос. ун-т, Моск. гос. ун-т., 2004.

10. Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochim. et Cosmochem. Acta. 1991. V. 55. P. 3223–3240.

11. Щербов Б.Л. Роль лесной подстилки в миграции химических элементов и искусственных радионуклидов при лесных пожарах в Сибири // Сибирский экологический журнал. 2012. № 2. С. 253–265.

12. Бобров В.А., Прейс Ю.И., Будашкина В.В. Оценка потоков минерального вещества из атмосферы на основе микроэлементного состава торфяной залежи верхового болота Бакчар-1 (южная тайга Западной Сибири) // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. 2013. Т. 1 (22). С. 20–29.

The elemental composition of attic dust in rural houses in Altai Region serves as the reliable indicator of technogenic and anthropogenic pollution of some areas and separate individual buildings. In comparison with soils of the surrounding areas attic dust is polluted volatile (Cd, Pb, Zn, Hg) and other elements with anthropogenic origin: enrichment factors (EF) of many elements in the attic dust ten times more than in soils.

**Бубнова Е.С.<sup>1,2</sup>, Кречик В.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Балтийский Федеральный Университет им. И. Канта, Калининград, e-mail: [bubnova.kat@gmail.com](mailto:bubnova.kat@gmail.com); <sup>2</sup>Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: [myemail.gav@gmail.com](mailto:myemail.gav@gmail.com))

## **Новые данные о влиянии гидрологических условий на вертикальное распределение взвешенного вещества в Балтийском море**

**Bubnova E.S.<sup>1,2</sup>, Krechik V.A.<sup>2</sup>**

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

## **New data on the influence of the hydrological conditions on the vertical distribution of the suspended particulate matter in the Baltic**

Ключевые слова: Балтийское море, Гданьская впадина, взвешенное вещество, гидрологическая структура, вертикальное распределение, затоки

Данные о концентрации взвешенных веществ (фильтрация и нефелометрия), полученные в 2015–2017 гг., позволяют уточнить взаимосвязь между вертикальным распределением взвешенных веществ и гидрологическими условиями в южной части Балтийского моря. Особое внимание уделяется притокам воды из Северного моря в Балтику.

*Введение.* Взвешенное осадочное вещество в Юго-Восточной части Балтийского моря находится в поле зрения исследователей с 60-х годов XX века [1–4]. Основные закономерности его пространственного распределения уже выявлены: возрастание концентрации в непосредственной близости от источников осадочного материала (устьевые зоны рек, береговая зона). Три периода возрастания концентрации взвеси в апреле, июле и октябре совпадают с сезонной изменчивостью развития фитопланктона. В то же время, зависимость вертикального распределения взвеси от гидрологической структуры еще остается недостаточно изученной, в том числе из-за спорадичности поступления в Балтику североморских вод. Для центральной части Балтийского моря характерно наличие нескольких плотностных барьеров, способных задерживать взвешенные частицы [5]. Такими плотностными границами выступают термоклин и галоклин, положение которых варьирует в зависимости от сезона и затоковых событий.

*Материалы и методы.* Большой объем новых данных по распределению взвеси на гидрологическом фоне был собран в 11-и рейсах Атлантического отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в Юго-Восточную Балтику за период с 2015 по 2017 гг. Большая часть экспедиций проводилась при летнем типе стратификации (апрель–сентябрь) – 7

экспедиций, остальные 4 были осуществлены при зимнем типе стратификации (октябрь–март). В дальнейшем оба периода главенствующего типа стратификации будут называться просто летним и зимним периодами. Взвешенное осадочное вещество выделялось из воды методом вакуумной фильтрации под давлением 0,4 бар через предварительно взвешенные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм. Горизонты отбора воды для определения весовой концентрации взвеси определялись на основании вертикального распределения температуры и солёности, которые были получены мультипараметрическими зондами Idronaut Ocean Seven 316 Plus и Sea&Sun Tech CTD90M (с датчиками мутности).

Для изучения взвешенного осадочного вещества на фоне разной гидрологической структуры были выбраны 2 характерные станции: в центре Гданьской впадины (ст. 1) и на склоне Готландской впадины (ст. 2). Станции располагаются в местах с разными условиями седиментации: для точки в Гданьской впадине характерны более низкие придонные скорости течений. В трёх рейсах (64-й А НИС «Академик Мстислав Келдыш в мае 2016, 33-й НИС «Академик Николай Страхов» в декабре 2016 г. и 135-й НИС «Профессор Штокман» в апреле 2017 г.) было принято решение увеличить количество горизонтов пробоотбора для более детального изучения тонкой вертикальной структуры распределения взвеси.

#### *Результаты исследований.*

В центре *Гданьской впадины* вертикальное распределение взвешенного осадочного вещества в летний и зимний периоды представлены на рис. 1.

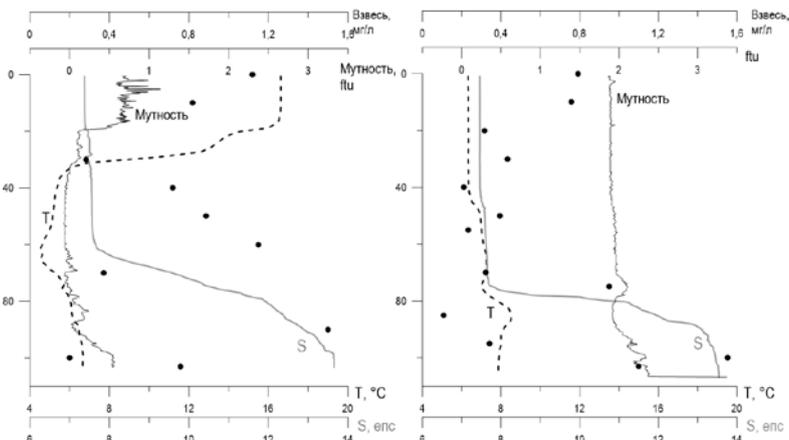


Рисунок 1. Вертикальная гидрологическая структура центральной точки Гданьской впадины (станция 1) при летнем (слева) и зимнем (справа) типе стратификации. Пунктиром показана температура, серым – солёность, черным – мутность. Точками отмечены весовые концентрации взвешенного осадочного вещества. Глубина моря – 103 м

Как можно увидеть на профиле, для летнего периода характерно наличие ярко выраженного летнего (сезонного) термоклина, служащего мощным барьером для взвешенного вещества – под термоклином концентрации его резко уменьшаются. Галоклин также является барьерной зоной – концентрация взвеси повышается к его ядру, а затем падает. Кроме выраженного нефелоидного слоя у самого дна Гданьской впадины, можно заметить пик взвеси примерно в 10 м от дна, который может быть также связан со взмучиванием. Этот максимум весовой концентрации взвеси совпадает с пиком мутности.

Для зимнего типа стратификации характерно отсутствие сезонного термоклина, а основной термоклин выражен менее резко и не способен задерживать взвешенное вещество. Галоклин же становится более резким, сохраняет свою барьерную функцию в полной мере, над галоклином можно наблюдать и локальный пик мутности, сложенный тонкодисперсными частицами. У дна количество взвеси увеличивается по экспоненте.

Над *склоном Готландской впадины*, гидрологическая ситуация в аналогичные периоды была несколько иной (рис. 2), что вызвано, в том числе, разным уклоном дна. Термоклин выражен резче, а галоклин расположен выше, чем в Гданьской впадине. Концентрации взвеси в поверхностном слое ниже, чем в Гданьской впадине, что может косвенно говорить о влиянии выноса реки Вислы на ст. 1. Термоклин и галоклин выступают в качестве задерживающих взвесь барьеров, однако, после резкого падения весовой концентрации под галоклином, происходит её повышение, но не у самого дна. Осредненная придонная концентрация взвеси здесь ниже, чем на станции в Гданьской впадине.

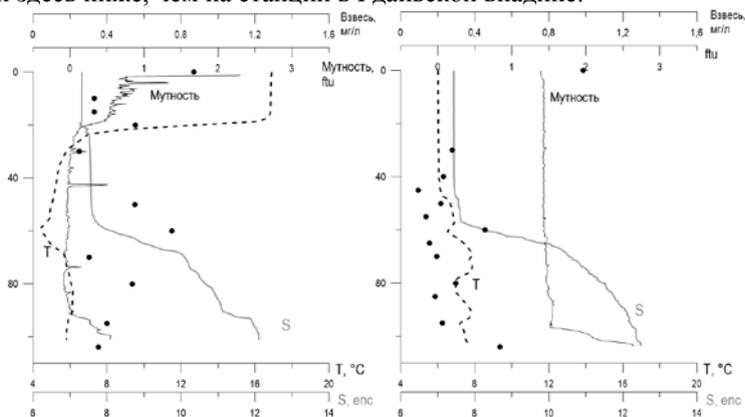


Рисунок 2. Вертикальная гидрологическая структура на склоне Готландской впадины (станция 2) при летнем (слева) и зимнем (справа) типе стратификации. Пунктиром показана температура, серым – солёность, черным – мутность. Точками отмечены весовые концентрации взвешенного осадочного вещества. Глубина моря – 104 м

В зимний период на ст. 2 гидрологическая структура не слишком отличается от ст. 1, кроме меньших, в среднем, значений мутности. Распределение же мутности аналогично: водная толща практически не стратифицирована по мутности, резкий рост параметра наблюдается лишь в придонном слое. Галоклин на склоне Готландской впадины расположен выше, чем в Гданьской впадине, повышения концентрации взвеси наблюдаются непосредственно над ним и в придонном слое. В среднем значения концентрации взвешенного осадочного вещества выше на ст. 1, чем на ст. 2.

В период с 2003 по 2014 гг. Институтом Варнемюнде не было отмечено крупных затоковых явлений в Арконской впадине (ближайшей впадине к Датским проливам), однако после залива в декабре 2014 г. они фиксируются регулярно, разнятся только объемы поступившей солёной воды [6, 7]. Анализ хода солёности в Арконском бассейне и Гданьской впадине показал, что для их придонных слоев характерна разница во времени наступления экстремумов данного параметра. Это смещение зависит от величины и интенсивности конкретного затокового события оценивается в 2–4 месяца [8, 9].

С 2003 по 2017 гг. можно выделить 10 локальных максимумов концентрации взвеси в придонном слое Гданьской впадины со значением больше 1.1 мг/л (значение равно усредненной межгодовой концентрации взвеси в придонном слое в 2015–2017 гг.), при этом 4 из них приходятся на 2015–2017 г. Можно предположить связь между повышенными концентрациями взвеси и интенсивностью затоковых явлений, однако это требует дополнительных исследований

*Выводы.* Как термоклин, так и галоклин следует определять, как мощные барьерные зоны, задерживающие осаждение взвешенных частиц. Тем не менее, для исследуемого района галоклин играет большую роль в задерживании взвеси по двум причинам: во-первых, солёность вносит основной вклад в изменение поля плотности, а во-вторых, в качестве барьерной зоны может выступать только сезонный термоклин, который выделяется только при летнем типе стратификации.

Значительная разница в концентрации взвеси в Гданьской впадине и на склоне Готландской впадины существует не только в придонном слое, но и по всей глубине профиля, что вызвано различиями не только в гидрологических условиях, но и в источниках поступления осадочного материала.

Работа по сбору и обработке взвешенного материала выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-27-00114-П.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Emelyanov E.M. Geochemistry of suspended matter and bottom sediments of the Gdansk Basin and processes of sedimentation // Geology of the Gdansk

Basin. Baltic Sea, Kaliningrad: Yantarny skaz, 2002. P. 220–302.

2. Сивков В.В. Водная взвесь // Нефть и окружающая среда Калининградской области. Т. II. Море. Калининград: Терра Балтика, 2012. С. 120–127.

3. Емельянов Е.М., Пустельников О.С. Взвешенное вещество, его состав и баланс осадочного материала в водах Балтийского моря // Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 159–186.

4. Емельянов Е.М., Стрюк В.Л., Тримонис Э.С. Распределение взвеси в Гданьском бассейне // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. С. 45–57.

5. Дубравин В.Ф., Голенко Н.Н., Горбацкий В., Сивков В.В. Гидрологические условия // Нефть и окружающая среда Калининградской области. Т. II. Море. Калининград: Терра Балтика, 2012. С. 263–276.

6. Mohrholz V., Naumann M., Nausch G. et al. Fresh oxygen for the Baltic Sea. An exceptional saline inflow after a decade of stagnation // Journal of Marine Systems. 2015. V. 148. P. 152–166.

7. Naumann M., Mohrholz V., Nausch G. Baltic inflow of December 2014 // The Leibniz Institute for Baltic Sea Research. URL: <http://www.io-warnemuende.de/baltic-inflow-of-december-2014.html> (дата обращения: 10.04.2017).

8. Piechura J., Beszczynska-Möller A. Inflow waters in the deep regions of the southern Baltic Sea – transport and transformation // Oceanologia. 2003. V.45. P. 593–621.

9. Rak D. The inflow in the Baltic Proper as recorded in January-February 2015 // Oceanologia. 2016. V. 58. P. 241–247.

The suspended matter concentration data (filtration and nephelometry) obtained in 2015–2017 make possible elaborates the relationship between vertical distribution of suspended matter and hydrology conditions in the southern part of the Baltic Sea. Special focus attends to the North Sea water inflows in the Baltics.

## **Вологина Е.Г.<sup>1</sup>, Штурм М.<sup>2</sup>, Воробьева С.С.<sup>3</sup>**

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

<sup>2</sup>Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды, Дюбендорф, e-mail: [sturm@eawag.ch](mailto:sturm@eawag.ch); <sup>3</sup>Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, e-mail: [lana@lin.irk.ru](mailto:lana@lin.irk.ru))

### **Свидетельство ледового переноса в Южной котловине озера Байкал**

## **Vologina E.G.<sup>1</sup>, Sturm M.<sup>2</sup>, Vorob'eva S.S.<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, Dübendorf; <sup>3</sup>Limnological Institute SB RAS, Irkutsk)

### **Evidence of ice transfer in the South Basin of Lake Baikal**

Ключевые слова: ледовый перенос, колобовник, донные отложения, гранулометрия, диатомеи, озеро Байкал.

В марте 2014 г/ в центральной части Южной котловины озера Байкал были обнаружены поля шаровидного зернистого льда (так называемого «колобовника»). Колобовник содержит биогенно-терригенный осадочный материал, источником которого является прибрежная мелководная зона Байкала.

Колобовник представляет собой шаровидные образования зернистого льда диаметром от первых сантиметров до 0.5 м и образуется в прибрежной зоне Байкала [1, 2]. Тяготение полей колобовника, главным образом, к восточному и юго-восточному берегам (рис., [3]) объясняется, вероятно, преобладающими северо-западными ветрами и асимметрией котловины озера [4].

В 2002 г/ поля колобовника были обнаружены в центральной части Южного Байкала (рис.). Комплексный анализ выделенной из монолитов льда примеси (примесь колобовника) позволил сделать вывод о наличии современного ледового переноса осадочного вещества на Байкале [3].

В марте 2014 года в центральной части Южной котловины озера (15 км от р. Снежная) вновь наблюдались два поля колобовника (рис.). Площадь малого поля составила 5 км<sup>2</sup>, большого – 20 км<sup>2</sup>. В пределах большого поля отобрана проба льда, которая затем была растоплена в пластиковой посуде. Из полученной ледовой воды был выделен осадочный материал. Он был высушен, взвешен и комплексно изучен.

Кроме того в точке исследования (глубина озера – 1246 м) отобрана колонка донных осадков, длиной 29 см. Для отбора керна была использована грунтовая трубка UWITEC-CORER, позволяющая получать ненарушенные отложения.

Содержание осадочного материала в пробе колобовника составило 0.22 грамма на литр талого льда. Выделенный из колобовника осадок имеет биогенно-терригенный состав.

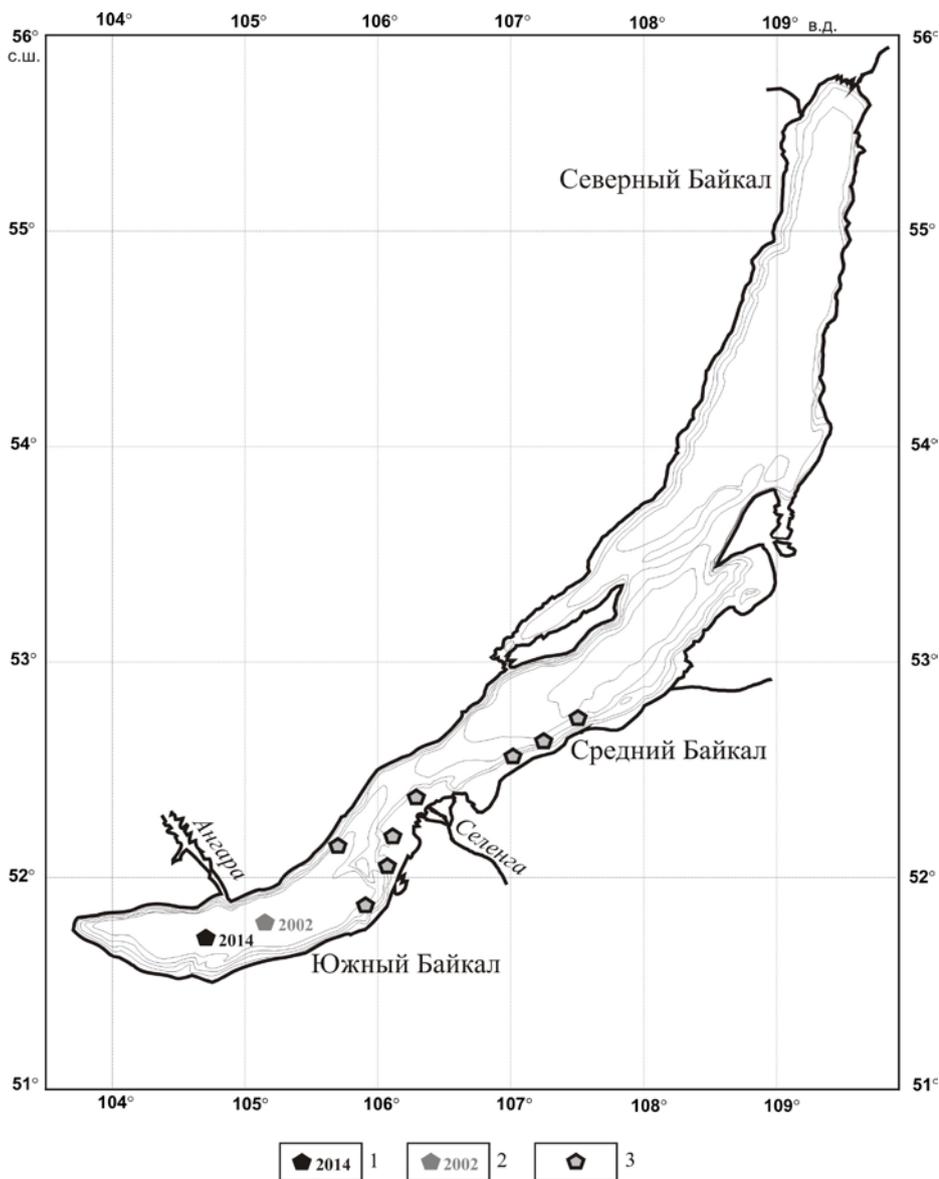


Рисунок. Схема распределения полей колобовника: 1 – поля колобовника, обнаруженные в марте 2014 г.; 2 – поля колобовника, обнаруженные в марте 2002 г.; 3 – распространение полей колобовника, по [3].

Он представлен, главным образом, алевритом (78.2%) со значительной примесью песка (18.8%) и малой примесью пелита (2.4%). В составе терригенной части преобладают кварц (40%), полевые шпаты (калиевые полевые шпаты и плагиоклазы – 32%) и слюдисто-глинистые агрегаты (20%). Кроме того, встречаются биотит (4%), хлорит (2%), углефицированные растительные остатки (2%), единичные зёрна амфибола и эпидота. Биогенная составляющая представлена створками отмерших диатомей, цистами золотистых водорослей и спикулами губок. Содержание диатомей составляет 11.8 млн. створок на грамм сухого осадка (млн. ств./г), на долю цист золотистых и спикул губок приходится 0.50 и 0.01 млн. экземпляров на грамм сухого осадка соответственно. Преобладают бентосные диатомовые водоросли (81.8%, 72 таксона). В массе отмечаются представители семейств *Fragilariaceae*, *Achnantaceae* и *Naviculaceae*. Присутствуют виды, характерные для литорали озера: *Ellerbeckia arenaria* var. *teres*, *Melosira varians*, *Cyclotella meneghiniana*, *Tabellaria flocculosa*. Планктонные диатомей составляют 18.2%. Зарегистрировано 16 таксонов. В заметном количестве встречаются *Synedra acus* var. *radians*, *Aulacoseira baicalensis*, *A. islandica*, *Cyclotella minuta*, *C. baicalensis*, *Stephanodiscus meyeri*. Содержание биогенного кремнезема ( $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ ), источником которого служат, главным образом, скелеты диатомовых водорослей, в примеси колобовника невелико и равно 0.80%. Концентрации органического углерода ( $\text{C}_{\text{орг.}}$ ) и общего азота ( $\text{N}_{\text{общ.}}$ ) составляют соответственно 1.45% и 0.14%. Полученные данные хорошо согласуются с результатами изучения вещественного состава примеси колобовника, обнаруженного в 2002 г. [4].

Донные осадки, отобранные в районе исследования, представлены переслаиванием пелагических илов и турбидитов, что характерно для глубоководных котловин Байкала [5]. Турбидиты диагностировались по градационной текстуре, более крупнозернистому гранулометрическому составу и темной окраске [5]. Всего в колонке выделяется два турбидита, самый верхний из них отмечается в интервале 5–20 см от верха керна. Поверхностные илы в интервале 0–5 см колонки представлены алеврито-пелитовыми и пелито-алевритовыми отложениями с малой примесью песка. Биогенная часть состоит главным образом из планктонных диатомей видов родов *Aulacoseira*, *Cyclotella*, *Synedra*, также встречаются единичные спикулы губок и зёрна пыльцы.

Выделенный из колобовника материал значительно отличается от глубоководных пелагических илов. Повышенное содержание бентосных диатомей, незначительные концентрации  $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$  и более крупнозернистый гранулометрический состав примеси колобовника свидетельствуют о том, что она представлена главным образом материалом, поступающим из мелководной зоны Байкала.

Поскольку формирование колобовника происходит во время ледостава в прибрежной зоне озера [1], крупные глыбы льда могут отрываться и

перемещаться ветром в центральные части Байкала [4]. Как следствие такого переноса в составе глубоководных донных отложений может появляться примесь крупнозернистого обломочного материала.

Авторы благодарны к.г.н. Н.Г. Гранину и сотрудникам лаборатории гидрологии и гидрофизики ЛИН СО РАН за предоставление проб колобовника, помощь в отборе колонки донных отложений и обсуждение полученных результатов. Авторы также признательны И. Брюннер (EAWAG), Е.Г. Поляковой (ИЗК СО РАН) и Т.О. Железняковой (ЛИН СО РАН) за аналитическую работу.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородай Н.И. Материалы к изучению строения ледяного покрова Байкала // Труды Байкальской лимнологической станции. 1939. Т. 9. С. 71–114.
2. Цуриков В.Л. Наблюдения над ледяным покровом Южного Байкала в 1934 г. // Труды Байкальской лимнологической станции. 1939. Т. 9. С. 23–44.
3. Гранин Н.Г., Гранина Л.З. Газовые гидраты и выходы газов на Байкале // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 7. С. 625–633.
4. Вологина Е.Г., Гранин Н.Г., Воробьева С.С. и др. Ледовый разнос песчано-алевритового материала в Южном Байкале // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 424–430.
5. Вологина Е.Г., Штурм М. Типизация голоценовых отложений и районирование бассейна озера Байкал // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 933–940.

Fields of globular granular ice (so-called "kolobovnik") were found in the central part of the Southern Basin of Lake Baikal in March 2014. The kolobovnik contains a biogenic-terrigenous sedimentary material, derived from the coastal, shallow-water zone of Lake Baikal.

**Володина Д.А., Таловская А.В., Язиков Е.Г.**

(Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск,  
e-mail: [volodina.da2014@yandex.ru](mailto:volodina.da2014@yandex.ru))

**Минеральные и техногенные образования в твердой фазе  
снежного покрова в зоне влияния цементного завода в  
бассейне р. Томь**

**Volodina D. A., Talovskaya A. V., Yazikov E. G.**

(National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk)

**Mineral and anthropogenic particles in the solid phase of the  
snow cover in impact area of cement plant located in the basin  
of the river Tom**

Ключевые слова: снежный покров, дифрактометрия, электронная сканирующая микроскопия, твердая фаза снега, микрочастицы

В настоящее время активно развивается промышленность разных отраслей, которые оказывают негативное влияние на состояние окружающей среды. Снежный покров является информативным природным объектом, позволяющим оценить техногенное воздействие на окружающую среду, из-за его продолжительного залегания и способности накапливать и сохранять в себе загрязняющие вещества. Снежный покров используется многими исследователями для оценки степени загрязнения атмосферы и состояния окружающей среды в окрестностях предприятий и жилых комплексов.

*Введение.* В настоящее время активно развивается промышленность разных отраслей, которые оказывают негативное влияние на состояние окружающей среды. Снежный покров является информативным природным объектом, позволяющим оценить техногенное воздействие на окружающую среду, из-за его продолжительного залегания и способности накапливать и сохранять в себе загрязняющие вещества. Снежный покров используется многими исследователями для оценки степени загрязнения атмосферы и состояния окружающей среды в окрестностях предприятий и жилых комплексов [1, 2].

Город Топки – небольшой город, находящийся в Кемеровской области, в 27 км от города Кемерово. Источником загрязнения города Топки является цементный завод ООО «Топкинский цемент», расположенный в 5 км от жилой части города. Река Томь – самая крупная река в Кемеровской области, и является правым притоком реки Обь. При таянии снежного покрова происходит переход накопившихся загрязняющих веществ в сопредельные среды – почвенный покров, подземные и поверхностные воды, в частности, в реку Томь. Твердые частицы, выбрасываемые цементным заводом, могут поступать в реку Томь из ее притока р. Усть-Стрелина во время таяния снежного покрова.

Целью данной работы является изучение минеральных и техногенных образований в твердой фазе снега в зоне влияния цементного завода г. Топки, расположенного в бассейне реки Томь.

*Методика исследования.* В конце февраля 2016 г. в городе Топки и в окрестностях Топкинского цементного завода был проведен отбор проб снежного покрова. Точки отбора проб снега были расположены по векторной системе согласно главенствующему направлению ветра – юго-западное, в 500 м от завода и жилой части города, находящейся в 5 км от завода. Пробы отбирались из шурфа на всю мощность снежного покрова, за исключением 5-сантиметрового слоя над почвой. Вес каждой пробы составлял 18–20 кг. Всего с территории г. Топки и окрестностей цементного завода было отобрано 15 проб. Фоновым районом была выбрана местность в 53 км от г. Топки, где было отобрано 10 проб. Работы по отбору и подготовке снежных проб выполнены согласно методическим рекомендациям [3–5]. Таяние снега происходило при комнатной температуре. Далее талая вода фильтровалась через бумажный фильтр типа «синяя лента». Твердый осадок снега, полученный после фильтрования, высушивали и просеивали через сито с размером ячеек не менее 1 мм. Объектом исследования являлась твердая фаза снега, представляющая собой твердые частицы, осевшие из атмосферы на снежный покров. После этого пробы анализировали в лабораториях МИНОЦ «Урановая геология», ТПУ.

Рентгенофазовый анализ проб твердой фазы снега проводился на дифрактометре фирмы Bruker Phaser D2 (Германия). Были исследованы три пробы, две из которых располагались за пределами санитарно-защитной зоны (СЗЗ) цементного завода, а одна – в пределах СЗЗ завода. Изучение проб твердой фазы снега также осуществляли на электронном сканирующем микроскопе фирмы S-3400N Hitachi (Япония) с приставкой микроанализа фирмы Bruker (Германия), изучены две пробы, отобранные в северо-восточном направлении на расстоянии 0.5 км и 2.3 км от цементного завода, и пыль, уловленная электрофильтрами печей цементного завода. Гранулометрический состав трех исследуемых проб определен с помощью просеивания через сита размерностью 0.25–0.5; 0.125–0.25; 0.1–0.125; 0.04–0.1 и менее 0.04 мм. Для выполнения гранулометрического состава вес каждой пробы составлял 1 г.

Расчет пылевой нагрузки был произведен по формуле [4]: 
$$P_n = \frac{P_0}{S \cdot t}$$
, где  $P_0$  – масса твердой фазы снега, мг;  $S$  – площадь шурфа, м<sup>2</sup>;  $t$  – количество суток от начала снегостава до дня отбора проб. С помощью принятой градации [4] с дополнениями [6] по пылевой нагрузке, определялся уровень загрязнения и экологической опасности территории.

*Результаты.* Результаты расчета пылевой нагрузки для трех проанализированных проб показали, что две пробы, отобранные на

расстоянии 0.5 и 1.2 км от цементного завода, соответствуют очень высокой степени загрязнения, что отражает чрезвычайно опасную экологическую ситуацию, а проба, отобранная на расстоянии 2.3 км – низкой.

При производстве цемента размер частиц материала после измельчения сырьевых материалов и цемента колеблется до 0.1 мм, при этом преобладающее количество частиц размером от 0.04 до 0.1 мм составляет в среднем 80% [7]. В результате гранулометрического анализа было выявлено, что размер частиц исследованных проб изменяется до 0.5 мм, при этом преобладающее количество частиц приходится на фракцию от 0.04 до 0.1 мм (от 80% до 95%), что соответствует размеру измельченных сырьевых материалов и цемента (табл. 1).

Таблица 1. Пылевая нагрузка и гранулометрический состав проб, отобранных в северо-восточном направлении от цементного завода

| Расстояние от труб завода, км | Фракция, % |             |               |              |             |          | Пылевая нагрузка (степень загрязнения), мг/м <sup>2</sup> ·сут |
|-------------------------------|------------|-------------|---------------|--------------|-------------|----------|--|
|                               | >0.5 мм    | 0.25-0.5 мм | 0.125-0.25 мм | 0.1-0.125 мм | 0.04-0.1 мм | <0.04 мм |  |
| 0.5<br>(в пределах СЗЗ)       | 0.1        | 0.2         | 3.6           | 1.6          | 80.0        | 14.5     | 4 616<br>(очень высокая)                                       |
| 1.2<br>(за пределами СЗЗ)     | 0.6        | 1.0         | 1.7           | 0.3          | 95.0        | 1.4      | 1 244<br>(очень высокая)                                       |
| 2.3<br>(за пределами СЗЗ)     | 0.4        | 0.5         | 0.8           | 6.0          | 88.0        | 3.9      | 174<br>(низкая)  |

Результаты рентгеновской дифрактометрии показали преобладающее содержание минералов кальцита ( $\text{CaCO}_3$ ) и кварца ( $\text{SiO}_2$ ) в трех проанализированных пробах твердой фазы снега. Найденные минералы являются порообразующими минералами известняка – основного компонента сырьевой смеси для производства портландцементного клинкера. При обжиге клинкера часть соединений кальция (силикаты, алюминаты и алюмоферриты) формируются не только в виде минералов кристаллической структуры, но и часть их входит в стекловидную фазу [4]. В пробах были выявлены такие минералы как хатрурим ( $\text{Ca}_3\text{SiO}$ ) и браунмиллерит ( $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{O}_5$ ), которые являются минералами цементного клинкера, влияющие на скорость твердения цемента, его пористость и долговечность (табл. 2).

По результатам исследований электронной сканирующей микроскопии в пробах были обнаружены частицы размерами от 2.5 мкм до 20 мкм. В пробе, отобранной в пределах СЗЗ, а также в пыли электрофильтров были найдены частицы оксидов кальция и железа, вероятно сидерит, размером

6.7 мкм и 2.8 мкм соответственно.

Сидерит может образовываться как метасоматический (замещающий) минерал в известняках. Также в анализируемых пробах были найдены частицы кальцита размером 20 мкм.

Таблица 2. Пылевая нагрузка, содержание минеральной и аморфной фаз в пробах твердой фазы снега, отобранных в северо-западном направлении от цементного завода

| Пылевая нагрузка, содержание фаз (%)   | Расстояние от труб цементного завода, км |               |               |
|--|--|---------------|---------------|
|  | 0.5                                      | 1.2           | 2.3           |
| Пылевая нагрузка, мг/м <sup>2</sup> ·сут   | 4 616                                    | 1 244         | 174           |
| Кальцит (CaCO <sub>3</sub> )   | 83.7                                     | 62.3          | 88.8          |
| Кварц (SiO <sub>2</sub> )  | 6.6                                      | 3.5           | 4.8           |
| Хатрурим (Ca <sub>3</sub> SiO <sub>5</sub> )                                       | не обнаружено                            | 29.3          | не обнаружено |
| Браунмиллерит (Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )                    | не обнаружено                            | 4.9           | 6.5           |
| Альбит (Na[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ])                                     | 6.3                                      | не обнаружено | не обнаружено |
| Мусковит (KAl <sub>2</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub> ) | 3.4                                      | не обнаружено | не обнаружено |
| Всего минеральной фазы   | 86.2                                     | 82.8          | 83.4          |
| Всего аморфной фазы  | 13.8                                     | 17.2          | 16.6          |

*Заключение.* Продукты выбросов цементного завода (цементная пыль, твердые частицы и др.) фиксируются в окружающей среде и поступают в снежный покров, а во время таяния снега эти продукты попадают в речные воды, потоки которых разносят их в более крупные реки, используемые для нужд человека. Таким образом, по результатам проведенных исследований проб твердой фазы снега можно определить происхождение частиц и источники их поступления.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шевченко В.П., Воробьев С.Н., Кирпотин С.Н. и др. Исследование нерастворимых частиц в снежном покрове Западной Сибири на профиле от Томска до эстуария Оби. // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 6. С. 499–504.
2. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
3. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. РД 52.04.186 № 2932-83. М.: Госкомгидромет, 1991. 693 с.
4. Саег Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
5. Язиков Е.Г. Разработка методологии комплексной эколого-геохимической оценки состояния природной среды (на примере объектов юга Западной Сибири) // Известия Томского политехнического

университета. 2011. Т. 304. Вып. 1. С. 325–336.

6. Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Терская Е.В. Геохимия снежного покрова в Восточном округе Москвы // Вестник Московского университета. Серия География. 2012. № 4. С. 14–24.

7. Цемент и известь / Под ред. П. Кривенко. Киев, 2008. 480 с.

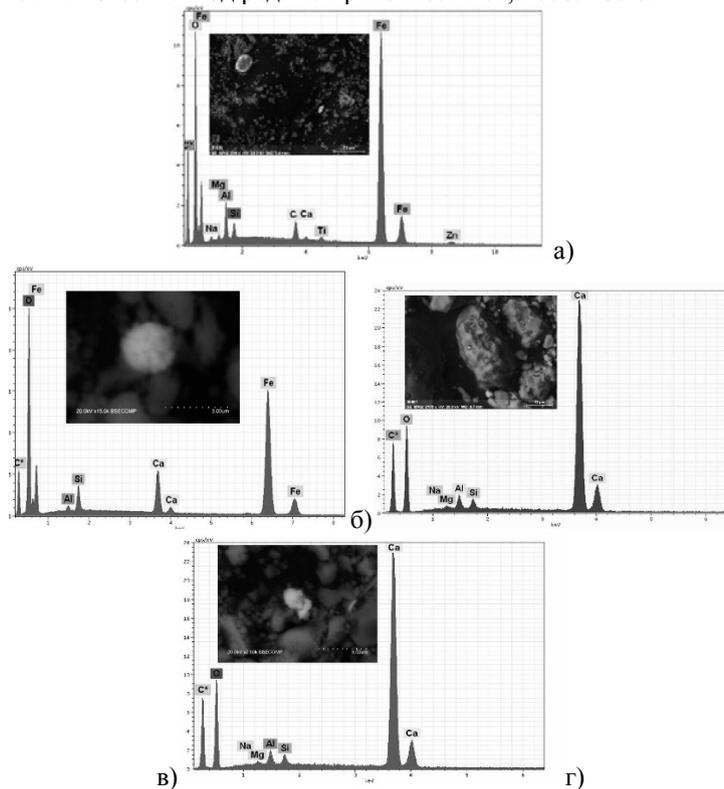


Рисунок. Частицы в снежном покрове в окрестностях цементного завода г. Топки (результаты электронной сканирующей микроскопии): а – фото частицы сидерита с примесями цинка и титана, и энергодисперсионный спектр (проба за пределами СЗЗ); б – фото частицы сидерита, и энергодисперсионный спектр (проба пыли с электрофильтров); в – частица кальцита и энергодисперсионный спектр (проба в пределах СЗЗ); г – частица кальцита и энергодисперсионный спектр (проба пыли с электрофильтров)

Phase composition of insoluble particles in snow was studied in the impact area of cement plant in the town of Topki, Kemerovo region. In the examined samples minerals, quartz, calcite were found, which are the main components of the raw mix for clinker production. The result of electron scanning microscopy was detected particles of siderite and calcite.

**Востоков С.В., Востокова А.С., Политова Н.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; e-mail: [vostokov\\_s@mail.ru](mailto:vostokov_s@mail.ru))

## **Оценка запаса взвешенного вещества в кислородном слое Черного моря по экспедиционным данным и материалам дистанционного зондирования**

**Vostokov S.V., Vostokova A.S., Politova N.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Assessment of total suspended matter stock in oxic layer of the Black Sea based on field and remote data processing**

Ключевые слова: Черное море, взвешенное вещество, запас взвеси, спутниковые методы, сезонная изменчивость.

На основании многолетних исследований в северо-восточной части Черного моря, проведена оценка запаса взвешенного вещества в различных акваториях российского сектора Черного моря. Рассматривается возможность использования данных дистанционного зондирования для изучения сезонной и многолетней изменчивости запаса взвешенного вещества в кислородном слое моря.

Изучение количественного распределения и состава взвешенного вещества является одним из важных направлений морской геологии и экологии моря. Взвешенные частицы играют большую роль в биологических и геохимических процессах в морской экосистеме. Содержание и размерная характеристика взвеси определяют спектральный состав света необходимого для фотосинтеза. Взвесь используется в качестве субстрата микроорганизмами, обеспечивающими минерализацию растворенного органического вещества в море. Количество и состав взвеси во многом определяют параметры седиментации [1, 2].

Черное море характеризуется в целом невысокими значениями концентраций взвешенного вещества. Среднее содержание взвеси составляет от 0.2 до 1 мг/л, увеличиваясь до 10 мг/л в прибрежных районах [3–7]. Сезонный ход содержания взвешенного вещества определяется, главным образом, годовым циклом развития фитопланктона, а также режимом взвешенного стока с суши. По данным предшествующих исследований, для открытых районов Черного моря характерны максимумы концентрации взвеси в период зимне-весеннего цветения вод фитопланктоном и в начале лета при массовом развитии кокколитофорид [1–8]. В прибрежных акваториях на изменчивость содержания взвеси в море существенно влияют сезонный ритм речного стока, штормовое взмучивание и антропогенная эвтрофикация.

Несмотря на многочисленность предшествующих исследований, пространственная и временная изменчивость взвешенного вещества в

Черном море изучена недостаточно. В течение последнего десятилетия Институтом океанологии РАН были проведены комплексные исследования на акватории российского сектора Черного моря (рис. 1). Данные этих исследований могут служить основой для оценки параметров экосистемы, в том числе концентрации и запаса взвеси в различных районах северо-восточной части Черного моря в ключевые сезоны года. Использованный для анализа экспедиционный материал был получен в 10 морских экспедициях на НИС «Профессор Штокман» и НИС «Рифт» в 2012–2014 гг. в российском секторе Черного моря.

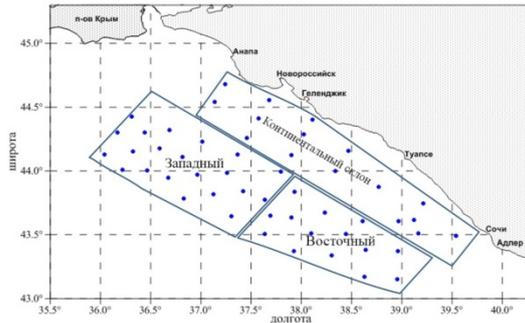


Рисунок 1. Расположение точек экспедиционных исследований и спутниковых полигонов в Российском секторе Черного моря.

На основе данных экспедиционных исследований для изученных районов был рассчитаны средние концентрации и запас взвешенного вещества под  $m^2$  в кислородном слое моря в ключевые сезоны года. Расчеты выполнены для двух выделенных акваторий открытого моря и вод континентального склона в зоне действия ОЧТ. Важным критерием при выделении структурных зон послужили данные о мезо-масштабной динамике вод и положении квазистационарных динамических образований в период исследований. Результаты расчетов представлены в табл. 1.

Средний запас взвешенного вещества в кислородном слое моря (100 м) изменяется от 20.7 до 38.1  $г/м^2$ . В региональном аспекте отмечено различие в среднем запасе взвеси на соседних акваториях западного и восточного полигонов Российского сектора, находящихся в различных динамических структурах открытого моря. Отмечены также межгодовые отличия в средних концентрациях и общем количестве взвеси в кислородном слое моря исследованных районов. Причины установленных различий заключаются в неодинаковом уровне развития продукционных процессов на выделенных акваториях в одни и те же сезоны разных лет. Минимальные значения запаса взвешенного вещества отмечены для осеннего периода. Отметим, что периоды наибольшего развития кокколитофорид (июнь) не были охвачены данными экспедиционными исследованиями.

Таблица 1. Средний запас взвешенного вещества (ЗВВ) г/м<sup>2</sup> в кислородном слое различных акваторий Российского сектора Черного моря.

| Район                  | Запас взвешенного вещества, г/м <sup>2</sup> |           |           |
|------------------------|--|-----------|-----------|
|                        | Зима   | Лето      | Осень     |
| Западный пелагический  | 26.4–31.5                                    | 35.6–38.1 | 20.7      |
| Восточный пелагический |  | 22.5      |           |
| Континентальный склон  | 32.3–36.9                                    | 30.4–32.8 | 25.0–29.5 |

Данные спутникового зондирования и рассчитанные на их основе параметры позволяют существенно уточнить черты сезонной и межгодовой изменчивости взвеси, выяснить их региональные особенности, выявить многолетние тренды. На основе данных дистанционного зондирования поверхности моря сканером цвета (MODIS-Aqua) в период 2002–2015 гг. была изучена сезонная и межгодовая динамика осреднённых оптических характеристик отражающих содержание взвеси. Исходящая радиация (спектральная яркость) на длине волны 551 нм используется в ряде алгоритмов при расчете концентрации взвеси по данным спутникового зондирования. По динамике этого показателя (IP<sub>551</sub>) можно оценить качественную картину сезонной и межгодовой изменчивости взвешенного вещества в поверхностном слое моря (рис. 2).

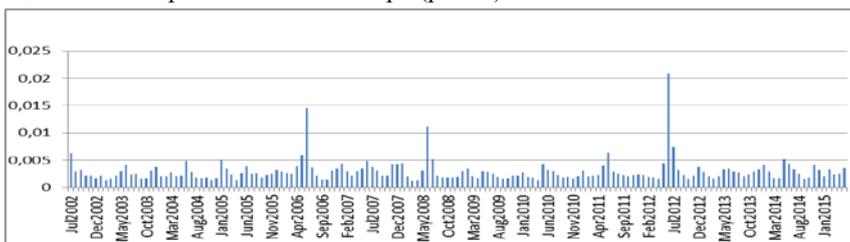


Рисунок 2. Многолетняя изменчивость величины исходящей радиации на длине волны 551 нм на акватории полигона «Западный».

Для осредненной картины сезонной изменчивости взвеси (по динамике (IP<sub>551</sub>)) характерны пиковые значения в летние месяцы, главным образом в июне, и повышенные величины в осенне-зимний период (рис. 3).

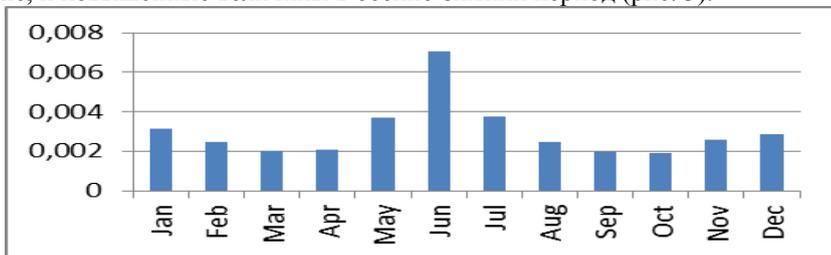


Рисунок 3. Сезонная изменчивость исходящей радиации на длине волны 551 нм (IP<sub>551</sub>) в поверхностном слое моря полигона «Западный».

Повышение содержания взвешенного вещества влияющего на

оптические характеристики поверхностного слоя в осенне-зимний период соответствует сезонному ходу развития фитопланктона в единицах хлорофилла «а». Летний максимум концентрации взвеси определяется массовым развитием кокколитофорид, которое, как следует из анализа спутниковых карт, слабо выражено в поле хлорофилла. Для корректного использования данных дистанционного зондирования при оценке сезонной и межгодовой динамики концентраций взвеси в кислородном слое моря необходима верификация спутниковых данных и настройка региональных алгоритмов [9]. Не менее важной методической задачей является использование поверхностных концентраций взвеси определенных *in situ* или рассчитанных по спутниковым данным для оценки запаса взвешенного вещества в кислородном слое моря. С этой целью изучены особенности вертикального распределения взвешенного вещества в различные сезоны года. Показано, что вертикальное распределение взвеси закономерно меняется в соответствии изменением гидрологической структуры вод и развитием продукционных процессов в течение года (рис. 4).

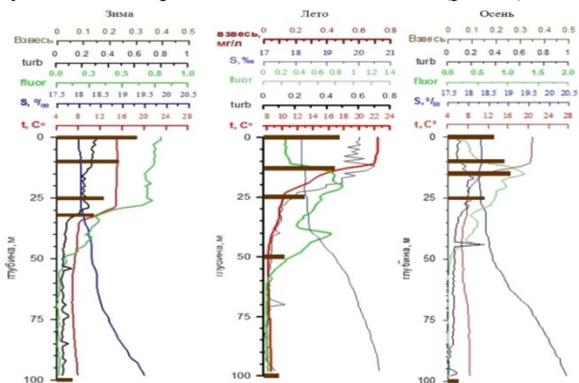


Рисунок 4. Примеры вертикального распределение взвеси в открытых водах Российского сектора Черного моря в разные сезоны года.

В результате в изученных акваториях для разных сезонов и характерных типов вертикального распределения взвеси были определены коэффициенты для расчета запаса взвешенного вещества (ЗВВ) в  $\text{г}/\text{м}^2$  в кислородном слое моря по концентрации взвеси (ВВ) в поверхностном слое моря в  $\text{мг}/\text{м}^3$  (табл. 2).

Таблица 2. Соотношение запаса взвешенного вещества в кислородном слое моря – ЗВВ ( $\text{г}/\text{м}^2$ ) и поверхностной концентрации взвеси – ВВ ( $\text{мг}/\text{м}^3$ ).

| Район                  | ЗВВ/ВВ |       |       |
|------------------------|--------|-------|-------|
|                        | Зима   | Лето  | Осень |
| Западный пелагический  | 112.9  | 72.6  | 103.5 |
| Восточный пелагический |        | 66.2  |       |
| Континентальный склон  | 112.2  | 102.1 | 109.2 |

Полученные данные могут быть использованы для расчетов и оценки

пространственно-временной изменчивости запаса взвешенного вещества в различных акваториях Российского сектора Черного моря по измерениям концентраций в поверхностном слое, в том числе по спутниковым данным. Использование полученных результатов для периода массового развития кокколитофорид требует дополнительного изучения.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Русаков В.Ю., Шимкус К.М., Зернова В.В. и др. Количественный и вещественный состав осаждающегося материала на северо-востоке Черного моря // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 3. С. 459–468.
2. Клювиткин А.А., Островский А.Г., Новигатский А.Н., Лисицын А.П. Мультидисциплинарный эксперимент по изучению короткопериодной изменчивости осадочного процесса в Северо-Восточной части Черного моря // *Доклады Академии наук*. 2016. Т. 469. № 3. С. 356–360.
3. Витюк Д.М. Взвешенное вещество и его компоненты в Черном море // *Гидробиологический журнал*. 1975. Т. 11. № 1. С. 12–18.
4. Витюк Д.М. Взвешенное вещество и его биогенные компоненты. Киев: Наукова думка, 1983. 210 с.
5. Востоков С.В. Взвешенное органическое вещество в открытых водах Черного моря весной 1984 г. // *Современное состояние экосистемы Черного моря*. М.: Наука, 1987. С. 59–67.
6. Востоков С.В. Взвешенное вещество как показатель продуктивности в западной части Черного моря // *Океанология*. 1996. Т. 36. № 2. С. 260–267.
7. Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Якушев Е.В. Взвешенное вещество и потоки осадочного материала на кислородно/бескислородном интерфейсе Черного моря // *Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. III. М.: ГЕОС, 2007. С. 31–33.
8. Востоков С.В., Лисицын Б.Е., Коновалов Б.В. и др. Мезо-масштабная изменчивость концентраций хлорофилла а, взвешенного органического вещества и спектрального показателя поглощения света пигментами фитопланктона в поверхностном слое северо-восточной части Черного моря. // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря*. М.: Наука, 2002. С. 235–248.
9. Буренков В.И., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Вазюля С.В. Сезонные и межгодовые изменения биооптических характеристик Черного моря по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2011. Т. 8. № 4. С. 190–199.

On the base of field data from north-eastern Black Sea the total amount of suspended matter in oxic layer was assessed for different seasons. The possibility of remote sensed data use for suspended matter temporal and spatial variability studies is discussed.

**Востоков С.В., Востокова А.С., Соловьев Д.М.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; e-mail: [vostokov\\_s@mail.ru](mailto:vostokov_s@mail.ru))

**Оценка сезонной и многолетней изменчивости фитопланктона в Черном море по данным дистанционного зондирования и контактными измерениями хлорофилла «а»**  
**Vostokov S.V., Vostokova A.S., Solov'ev D.M.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Estimation of seasonal and inter-annual variations of phytoplankton in the Black Sea on the base of chlorophyll “a” in situ measurements and remote sensed data procession**

Ключевые слова: Черное море, хлорофилл «а», фитопланктон, спутниковые методы

На основании многолетних наблюдений в северо-восточной части Черного моря в разные сезоны, а также обработки данных сканера цвета Modis Aqua изучены закономерности сезонной и многолетней изменчивости развития фитопланктона, в том числе, кокколитофорид.

Фитопланктон – основное продукционное звено морской экосистемы [1]. Динамика развития фитопланктона как основного продуцента органического и минерального вещества во многом определяет сезонный цикл седиментации и имеет равное значение для экологии и геологии моря.

Концентрация хлорофилла «а» характеризует развитие фитопланктона и его продукционные характеристики [2, 3]. Количественные характеристики фитопланктона отличаются значительной пространственно-временной изменчивостью. Несмотря на длительный период исследований, изменчивость фитопланктона в Черном море изучена недостаточно. Причиной является отсутствие регулярных наблюдений и дискретный характер имеющихся данных о сезонной и многолетней динамике фитопланктона, особенно в открытых водах моря. Развитие технологий спутникового зондирования позволяют существенно уточнять черты сезонной и межгодовой изменчивости фитопланктона, выяснять их региональные особенности, выявлять многолетние тренды [3, 4].

Для изучения пространственной и временной изменчивости фитопланктона в Черном море были использованы результаты экспедиционных исследований в северо-восточной части Черного моря с 2010 по 2015 гг. (рис. 1) и материалы спутникового зондирования (Modis Aqua) в период с 2002 по 2015 гг. Результаты контактных измерений концентраций хлорофилла «а» были получены в экспедиционных условиях экстрактным методом с фотометрическим или флуориметрическим окончанием (ГОСТ 17.1.4.02-90) [7].

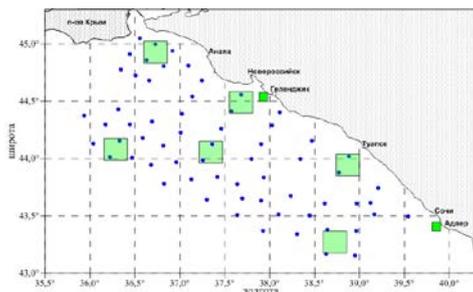


Рисунок 1. Расположение точек экспедиционных исследований и спутниковых полигонов в Российском секторе Черного моря.

Экспедиционные исследования черноморского фитопланктона показали, что за последнее десятилетие в структуре планктонных фитоценозов Черного моря происходят серьезные трансформации. Они проявляются в снижении роли диатомовых водорослей и усилении роли кокколитофорид [8, 9]. Массовое развитие кокколитофорид в Черном море, как правило, слабо выражено в поле хлорофилла «а» (рис. 2). Поэтому закономерности развития кокколитофорид в Черном море проанализированы по динамике показателя отражения на длине волны 551 нм, а также концентрации взвешенного неорганического углерода (PIC) - параметра рассчитанного по специальному алгоритму [6] (рис. 3).

Анализ сезонной и межгодовой изменчивости поверхностных концентраций хлорофилла «а» в период с 2002 по 2015 гг. в Черном море показывает, что наиболее продуктивными сезонами являются зимне-весенний и осенне-зимний периоды. Только в одном случае в 2001 г. было отмечено мощное цветение вод фитопланктоном в летний сезон, проявившееся в поле хлорофилла «а».

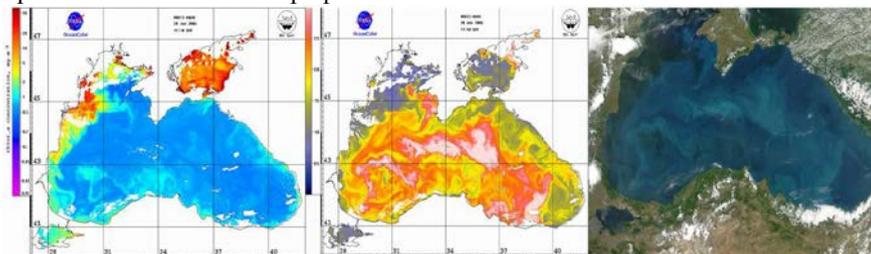


Рисунок 2. Распределение параметров характеризующих развитие фитопланктона в период массового развития кокколитофорид в Черном море: (а) – хлорофилл «а»; (б) – исходящая радиация на длине волны 551 нм; (в) – Черное море в момент цветения (Modis Aqua 20.06.2006).

Анализ осредненных по месяцам данных по содержанию хлорофилла «а» указывает на различный характер сезонной динамики фитопланктона в прибрежной зоне и в открытом море (рис. 3). По осредненным данным, как

в прибрежных, так и открытых водах, отмечаются осенне-зимний и зимне-весенний периоды активного развития фитопланктона. Существенным отличием сезонной динамики хлорофилла «а» в прибрежной зоне служит выраженный весенний пик концентраций в марте, связанный с массовым развитием фитопланктона (цветением). Данный результат подтверждается результатами прибрежного мониторинга [8].

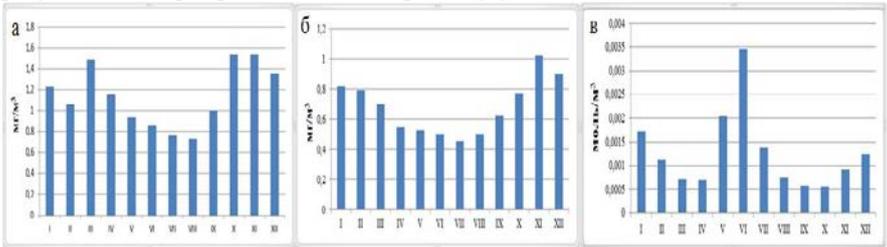


Рисунок 3. Изменение средних многолетних концентраций хлорофилла по месяцам в северо-восточной части Черного моря: (а) – в прибрежных водах; (б) – в открытых водах, (в)– изменение концентраций взвешенного неорганического углерода (PIC).

Анализ данного материала также свидетельствует, что периоды развития кокколитофорид разной интенсивности наблюдались ежегодно летом с мая по июль. При этом, примерно с двухлетней периодичностью в 2000, 2002, 2004, 2006, 2008, 2012 гг. наблюдались цветения вод Черного моря кокколитофоридами. Отмечено, что развитие кокколитофорид начинается в начале лета в открытой зоне моря, преимущественно в его восточной и северо-восточной частях, которые являются в этот период своеобразным теплым сектором Черного моря. В дальнейшем развитие кокколитофорид захватывает остальную акваторию моря и часть прибрежных районов, куда кокколитофориды могут заноситься течениями в рамках вихревой циркуляции (ОЧТ). В годы наиболее интенсивного развития кокколитофорид (2006 и 2012 гг.) цветение захватывало практически всю акваторию Черного моря за исключением отдельных областей северо-западного и западного шельфов. Из анализа карт следует, что в прибрежных районах уровень развития кокколитофорид по характерным оптическим показателям в целом ниже, чем в открытых водах. Данный вывод подтверждает результаты натурных наблюдений. Кроме того, на спутниковых картах выделяются отдельные годы, отличающиеся нехарактерным цветением вод кокколитофоридами в зимний период (декабрь 2001, 2006 гг.). Причиной данных явлений может служить изменение гидрологического режима и гидрохимических характеристик морской среды. Особенности развития кокколитофорид в Черном море обсуждались рядом авторов [8, 9]. Анализ спутниковых данных по межгодовой динамике концентраций взвешенного неорганического углерода (PIC) и температуры (Т) в зимний период указывает на то, что самые мощные цветения

кокколитофорид в летний период наблюдались после самых холодных зим (рис. 4).

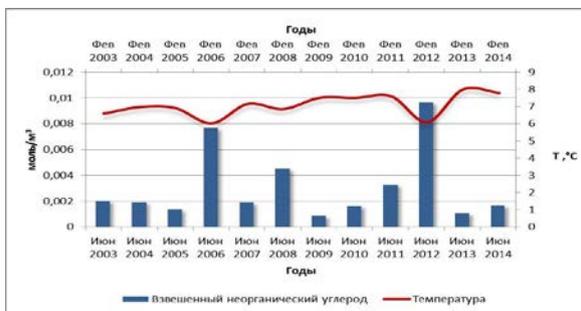


Рисунок 4. Концентрации взвешенного неорганического углерода в период максимального развития кокколитофорид в северо-восточной части Черного моря и динамика минимальных зимних температур (Т) в феврале по данным дистанционного зондирования.

Температура воды в зимний период в данном случае не оказывает непосредственного влияния на развитие кокколитофорид, а является показателем интенсивности зимней конвекции и интенсивности обогащения поверхностных вод биогенными элементами.

Сравнение концентраций хлорофилла «а», рассчитанных на основе данных дистанционного зондирования с использованием комбинации алгоритмов по алгоритму OSX (комбинации алгоритмов CHL\_OSC4 и CHL\_HU) показывают, что спутниковые значения превышают концентрации хлорофилла «а» в среднем в 1,7–2,3 раза. Завышение незначительно отличается для изученных сезонов года, что не препятствует анализу временной изменчивости фитопланктона по данным дистанционного зондирования.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. По спутниковым данным, фитопланктон в открытых водах Черного моря достигает наибольшего развития в зимне-весенний и осенне-зимний сезоны т.е. в период развитой зимней конвекции. Это противоречит существующим представлениям о необходимости устойчивой стратификации для развития весенних и зимне-весенних цветений в водах умеренного пояса. Развитие фитопланктона в конвективном слое, толщина которого в зимних условиях, превышает глубину компенсационной точки фотосинтеза, не согласуется с моделью Свердрупа, предложенной для Северной Атлантики и интерполированной на другие районы умеренных широт.
2. Для прибрежных вод помимо осенне-зимнего, характерен выраженный пик концентраций хлорофилла «а» в марте, связанный с бурным развитием фитопланктона (цветением). В открытых водах Черного моря пика развития фитопланктона в марте по осредненным спутниковым данным, не наблюдается.

3. Массовое развитие кокколитофорид в Черном море происходит ежегодно в летний период с мая по июль. При этом примерно с двухлетней периодичностью развитие кокколитофорид достигает уровня цветения.
4. Отмечается связь между уровнем развития кокколитофорид в летний период и минимальной температурой поверхностных вод предшествующей зимой. Самые мощные цветения кокколитофорид в летний период (2006 и 2012 гг.) наблюдались после самых холодных зим.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Раймонд Дж.Э. Дж. Планктон и продуктивность океана. Фитопланктон. Т. 1. М.: Лег. и пищ. пром-сть, 1983.
2. Ведерников В.И. Особенности распределения первичной продукции и хлорофилла в Черном море в весенний и летний периоды // Изменчивость экосистемы Черного моря. Естественные и антропогенные факторы. М.: Наука, 1991. С. 128–147.
3. Востоков С.В., Лисицын Б.Е., Коновалов Б.В. и др. Мезо-масштабная изменчивость концентраций хлорофилла а, взвешенного органического вещества и спектрального показателя поглощения света пигментами фитопланктона в поверхностном слое северо-восточной части Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 235–248.
4. Финенко З.З., Суслин В.В., Ковалева И.В. Сезонные и многолетние изменения концентрации хлорофилла в Черном море по спутниковым наблюдениям. //Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 596–605.
5. OceanColorWebChlorophylla.  
URL: [https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/chlor\\_a/](https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/chlor_a/)
6. ГОСТ 17.1.4.02-90. Государственный контроль качества воды. Методика спектрофотометрического определения хлорофилла а. М.: Изд-во стандартов, 2003.
7. Зернова В.В., Незлин Н.П. Сезонные изменения фитоцена северо-восточной части Черного моря в 1978 г. // Сезонные изменения черноморского планктона. М.: Наука, 1983. С. 12–34.
8. Паутова Л.А., Микаэлян А.С., Силкин В.А. Структура планктонных фитоценов шельфовых вод северо-восточной части Черного моря в период массового развития *Emiliania huxleyi* в 2002–2005 гг. // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 408–417.
9. Mikaelyan S., Pautova L.A., Chasovnikov V.K. et al. Alternation of diatoms and coccolithophores in the north-eastern Black Sea: a response to nutrient changes. *Hydrobiologia*. 2015. V. 755. P. 89–105.

On the base of the long-term chlorophyll observations in the north-eastern part of the Black Sea and remote sensed data procession, the phytoplankton seasonal and inter-annual development was studied.

**Денисов В.И.<sup>1</sup>, Кузнецов А.Н.<sup>1</sup>, Латун В.В.<sup>1</sup>,  
Ткаченко Ю.Ю.<sup>2</sup>, Заграничный К.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт наук о Земле Южного федерального университета, Ростов-на-Дону, e-mail: [denisovgeo@yandex.ru](mailto:denisovgeo@yandex.ru); <sup>2</sup>Территориальный центр мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, Краснодар)

**Оценка скорости осадконакопления методом  
седиментационных ловушек и микроэлементный состав  
донных отложений и взвешенного вещества в озере Малый  
Лиман**

**Denisov V.I.<sup>1</sup>, Kuznetsov A.N.<sup>1</sup>, Latun V.I.<sup>1</sup>,  
Tkachenko Yu.Yu.<sup>2</sup>, Zagranchny K.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Southern Federal University, Rostov-on-Don; <sup>2</sup>Territorial Center of Monitoring and Forecasting of Situation of Natural and Man-Made Origin, Krasnodar)

**Estimation of sedimentation rate and the concentration of  
microelements in bottom sediments and suspended matter  
extracted from sediment traps in Lake Maliy Liman**

Ключевые слова: седиментационные ловушки, донные осадки, скорости осадконакопления, озеро Малый Лиман

Отбор образцов донных осадков в озере Малый Лиман проводился с помощью грунтовой трубки, величина керна составила 95 см. Химический состав осадков анализировался методом эмиссионного спектрального метода. Вертикальные потоки осадочного вещества собирали на горизонтах 2 и 3.5 м с помощью 2-х седиментационных ловушек. Наблюдаемая средняя скорость осадконакопления составляет 3.7 мм в год. Определена концентрация некоторых тяжелых металлов во взвешенном веществе и донных осадках озера.

В 2012 г. в период студенческой летней практики были отобраны пробы донных отложений в глубокой части озера Малый Лиман с помощью грунтовой трубки ГОИН (рис. 1). Величина керна донных осадков составила 95 см. Оценка скорости современного осадконакопления в озере Малый Лиман выполнена методом седиментационных ловушек. Ловушки были поставлены в наиболее глубокой части озера в точке с глубиной 4.3 м на горизонтах 2 и 3.5 метра. Ловушка на верхнем горизонте зафиксировала скорость осадконакопления 1.56 мм/год, придонная – на горизонте 3.5 м показала 5.84 мм/год. Средняя скорость осадконакопления составляет 3.7 мм/год. Наши наблюдения велись летом при высокой биопродуктивности водоёма, незначительного поступления воды, отсутствия плоскостного смыва от дождей, поскольку был засушливый сезон (август–сентябрь). Поступление седиментационного материала могло быть от абразии берегов, взмучивания донных осадков рыбами (белым амуром) и осаждением сухих

аэрозолей (пыли).

Верхние 10–15 см грунта из колонки были черного цвета с достаточно большим содержанием органического вещества, жидкой, текучей консистенции. Глубже, в слое 15–35 см, консистенция осадков стала мягкой, пластичной, цвет – чёрный. Глубже 35 см осадки становятся ещё более плотными, при этом в них появляются крупные длиной 15–30 см и толщиной 1–2 мм растительные остатки от камыша. С глубины 55–60 см от поверхности дна осадки приобретают светло серый и далее бежевый цвет без растительных остатков с большим количеством мергеля. Видно, что органического растительного вещества в то время не поступало на дно водоема. Консистенция плотная как пластилин.

Колонка донных была взята до глубины 95 см. В предположении постоянной скорости осадконакопления 3.7 мм/год, такой слой образуется за 256 лет. Если учесть, что осадки, выпавшие из взвеси литифицируются, уплотняются, то можно исходя из изменений плотности, считать, что такой слой образуется приблизительно за 300 лет.

Таблица 1. Расчетное соответствие между скоростью седиментации и временем (годами) при линейной модели скорости осадконакопления 3.7 мм/год в Озере Малый Лиман

| Слой, см | Промежуток времени | Абсолютное время, годы |
|----------|--------------------|------------------------|
| 0        | 0                  | 2012                   |
| 5        | 13.5               | 1998.5                 |
| 10       | 27.0               | 1985.0                 |
| 15       | 40.5               | 1971.5                 |
| 20       | 54.1               | 1958.0                 |
| 25       | 67.6               | 1944.5                 |
| 30       | 81.1               | 1931.0                 |
| 35       | 94.6               | 1917.5                 |
| 40       | 108.1              | 1904.0                 |
| 45       | 121.6              | 1890.5                 |
| 50       | 135.1              | 1877.0                 |
| 55       | 148.6              | 1863.5                 |
| 60       | 162.2              | 1850.0                 |
| 65       | 175.7              | 1836.5                 |
| 70       | 189.2              | 1823.0                 |
| 75       | 202.7              | 1809.5                 |
| 80       | 216.2              | 1796.0                 |
| 85       | 229.7              | 1782.5                 |
| 90       | 243.2              | 1769.0                 |

Нижний горизонт донных осадков представлял собой плотную глину белого цвета, высококарбонатную, основой которой являлись измельченные мергели. В образцах донных осадков нижних горизонтов наблюдается

полное отсутствие растительного детрита. Вполне можно предположить, что примерно 250–300 лет назад и произошло отшнурование небольшого залива от Черного моря перемычкой и началось осадконакопление данного водоема.

Общая тенденция концентраций марганца в донных отложениях с глубиной увеличивается. Такой ход, наиболее вероятно, связан с изменяющимися условиями седиментации (окислительно-восстановительные условия). В период работ в озере Малый Лиман были установлены 2 седиментационные ловушки на горизонтах 2 и 3.5 метра.

Таблица 2. Содержание тяжёлых металлов во взвешенном веществе и донных осадках некоторых слоев из колонки грунта оз. Малый Лиман (наши данные, осень 2012 год), мкг/г с.в.

|                           | Mn    | Ni    | Co    | Ti     | V      | Cr    |
|---------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| Среднее взвесь            | 250   | 25    | 6     | 4500   | 200    | 250   |
| Среднее донные (0–10 см)  | 250   | 40    | 8     | 5000   | 175    | 1500  |
| Среднее донные (0–95 см)  | 300.0 | 30.4  | 7.0   | 3375.0 | 160.8  | 525.0 |
| Среднее донные (75–95 см) | 550   | 15    | 4     | 250    | 15     | 175   |
| Взвесь/Донные (0–10 см)   | 1.000 | 0.625 | 0.750 | 0.900  | 1.143  | 0.167 |
| Взвесь/Донные (75–95 см)  | 0.455 | 1.667 | 1.500 | 18.000 | 13.333 | 1.429 |

Средние величины концентраций 6 металлов в осаждающейся взвеси и донных осадков в слое 0–10 см, 0–95 см и 75–95 см приводятся в табл. 2. Содержание марганца в верхнем слое донных осадков и в осаждающейся взвеси – имеет одну величину 250 мкг/г. На горизонте 75–95 см марганца содержится вдвое больше – 550 мкг/г.

Концентрация никеля и кобальта в донных осадках имеет периоды увеличения (с 80 см глубины колонки до 50 см и с 40 см до 10 см) и периоды снижения – с 50 см до 40 см и с 15 см до 0 (поверхности) (табл. 3).

Концентрация никеля в верхнем слое донных осадков на 375% больше, чем во взвеси. Глубокие слои донных отложений, наоборот, содержат никеля на 37.5% меньше чем верхний слой донных и на 40% меньше чем взвешенное вещество (табл. 2).

Для кобальта отмечается та же тенденция, что и для никеля – уменьшение концентраций с глубиной слоя, носящая также нелинейный характер (табл. 3). Во взвеси содержание кобальта на 25% меньше, чем в верхнем слое донных осадков.

Содержание титана в колонке донных осадков уменьшается от поверхности к глубинным слоям от 5000 мкг/г до 200 мкг/г на глубине 95 см (табл. 3). Для кобальта отмечается та же тенденция, что и для никеля – уменьшение концентраций с глубиной слоя, носящая также нелинейный

характер (табл. 3). Во взвеси содержание кобальта на 25% меньше, чем в верхнем слое донных осадков.

Содержание титана в колонке донных осадков уменьшается от поверхности к глубинным слоям от 5000 мкг/г до 200 мкг/г на глубине 95 см (табл. 3).

Таблица 3. Содержание тяжёлых металлов в донных осадках некоторых слоев из колонки грунта оз. Малый Лиман (наши данные, осень 2012 г.), мкг/г с.в.

| Границы слоя, см | Средний горизонт пробы, см | Mn  | Ni | Co | Ti   | V   | Cr   |
|------------------|----------------------------|-----|----|----|------|-----|------|
| 0–5              | 2.5                        | 300 | 30 | 8  | 5000 | 200 | 1500 |
| 5–10             | 7.5                        | 200 | 50 | 8  | 5000 | 150 | 1500 |
| 10–15            | 12.5                       | 150 | 40 | 10 | 5000 | 200 | 500  |
| 15–20            | 17.5                       | 150 | 40 | 10 | 4000 | 150 | 150  |
| 20–25            | 22.5                       | 400 | 30 | 8  | 5000 | 300 | 500  |
| 25–35            | 30                         | 200 | 20 | 6  | 4000 | 150 | 800  |
| 35–45            | 40                         | 200 | 15 | 5  | 3000 | 150 | 300  |
| 45–55            | 50                         | 100 | 40 | 10 | 3000 | 300 | 300  |
| 55–65            | 60                         | 400 | 40 | 6  | 3000 | 150 | 300  |
| 65–75            | 70                         | 400 | 30 | 5  | 3000 | 150 | 100  |
| 75–85            | 80                         | 500 | 15 | 4  | 300  | 10  | 150  |
| 85–95            | 90                         | 600 | 15 | 4  | 200  | 20  | 200  |

Во взвеси концентрация титана несколько меньше, чем в верхнем слое осадков. Изменение концентраций ванадия по слоям носит нелинейный характер при общей тенденции к уменьшению (табл. 3). Содержание ванадия во взвеси немного меньше, чем в верхнем слое донных осадков, соответственно 200 и 175 мкг/г. На глубине 75–95 см концентрация ванадия в 8,6 раза меньше, чем в верхнем слое и составляет 15 мкг/г.

Изменение концентраций хрома имеет ту же тенденцию – уменьшение с глубиной, от 1500 до 175 мкг/г, что в 8.6 раза меньше. Во взвешенном веществе содержание хрома в 7–8 раз меньше, чем в верхнем слое донных. Содержание меди в донных осадках показывает постоянный рост с 10 до 50 мкг/г (табл. 3). Из табл. 3 распределения концентраций 6 металлов по слоям можно проследить, в какой исторический период происходило поступление химического элемента в данный водоём. Наиболее вероятным, можно считать техногенное поступление металлов, поскольку отмечаются довольно отчётливые нелинейные увеличения или уменьшения содержаний металлов по слоям осадков.

Озеро Малый Лиман является малым объектом, размеры и морфология которого зависит от водности года и составляла в 2012 г. 210 × 150 м при

максимальной глубине 4.8 метра; в 2013 г. размеры озера были  $167 \times 124$  м при наибольшей глубине 3.2 м.

Имеет смешанное (дождевое, подземное и снеговое) питание с преобладанием дождевого. При обильных дождях, наблюдающихся в основном в осенне-зимнее время, уровень озера бывает максимальным и иногда излишки воды переливаются через каменно-земляную переемычку в море. Уровень озера на 4–5 м выше уровня Черного моря. Излишки пресной воды просачиваются через дамбу.

Концентрация всех описанных 6 металлов изменяется от поверхности к глубине 95 см нелинейно, причем видно, что 3–4 раза изменялись условия седиментации в озере Малый Лиман.

Концентрация марганца с глубиной донных осадков увеличивается, всех остальных металлов – ванадия, никеля, титана, хрома и кобальта уменьшается также нелинейно.

Методом седиментационных ловушек произведен сбор осаждающейся в водоёме взвеси и оценена скорость осадконакопления, которая в сентябре месяце составила 3.7 мм/год.

В первом приближении можно предположить, что отшнурование озера от моря и начало седиментации в озере произошло от 265 до 320 лет назад, при этом на берегах озера отсутствовала растительность и первые слои донных осадков образовывались при абразии берегов, состоявших из мергелей.

Selection of bottom sediments samples was conducted by a coring tube layer by layer at the depth of up to 95 cm in Lake Maliy Liman. Chemical composition of sediments was layer by layer processed and analyzed by means of emission spectral method. Samples of sediment suspended matter were collected at the depth of 2 and 3.5 meters by means 2 sediment traps. Observed average sediment accumulation speed is 3.7 mm a year. Concentration of some heavy metals in suspended matter and bottom sediments of the lake was identified.

**Денисов В.И.<sup>1</sup>, Ткаченко Ю.Ю.<sup>2</sup>, Федоров Ю.А.<sup>1</sup>,  
Шевченко В.П.<sup>3</sup>, Потапов Е.Г.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Институт наук о Земле Южного федерального университета, г. Ростов-на-Дону, e-mail: [denisovgeo@yandex.ru](mailto:denisovgeo@yandex.ru); <sup>2</sup>Территориальный центр мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, г. Краснодар; Институт Океанологии РАН им П.П.Ширшова, Москва; ОАО Кавминкурортресурсы, г.Ессентуки)

**Denisov V.I.<sup>1</sup>, Tkachenko Yu.Yu.<sup>2</sup>, Fyodorov Yu.A.<sup>1</sup>,  
Shevchenko V.P.<sup>3</sup>, Potapov E.G.<sup>4</sup>**

## **Оценка темпов современного осадконакопления в озере Большой Тамбукан методом седиментационных ловушек**

(<sup>1</sup>Southern Federal University, Rostov-on-Don; <sup>2</sup>Territorial Center of Monitoring and Forecasting of Situation of Natural and Man-Made Origin, Krasnodar; <sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; Kavminkurortresurs, Essentuki)

## **Estimation of modern sedimentation rate tempo collected by sediment traps in Lake Bolshoy Tambukan**

Ключевые слова: аэрозоли, седиментационные ловушки, донные осадки, скорости осадконакопления, озеро Большой Тамбуктан, цезий 137

В статье представлены результаты впервые проведенных полевых исследований потоков аэрозолей на поверхность озера и взвешенного осадочного материала из водного столба на дно оз. Большого Тамбукана, собранного седиментационными ловушками. Кроме того, была отобрана колонка донных отложений длиной до 56 см. Анализ распределения цезия 137 показал наивысший уровень активности, соответствующий периоду аварии на Чернобыльской АЭС. В соответствии с наблюдаемыми данными, собранными ловушками, рассчитывались скорости осадконакопления и возраст осадков. Для накопления 53 см осадков требуется 152 года.

Озеро Большой Тамбукан – небольшой бессточный замкнутый бассейн. До середины 80-х годов его общая площадь составляла 180 гектар. Длина озера – 2.3 километра, наибольшая ширина – 1.4 километра, средняя глубина озера 4.8 м, максимальная глубина естественного дна 6.1 м, в карьерах грязедобычи – 7.2 метра. Водосборная площадь 18.2 км<sup>2</sup>.

Изначально берега озерной котловины были покрыты степной растительностью, но в связи с периодическим пересыханием озера, начиная с конца 50-х годов до 1971 г., на водосборной площади водоема (18 км<sup>2</sup>) были произведены лесопосадки на территории 542 га. В настоящее время вся прибрежная полоса озера Тамбукан практически до уреза воды представляет собой зрелый лесной массив 35–55 летнего возраста высотой 6–12 м с развитым подлеском [1] (Шкловский О.А., Требухов Я.А.).

Целью исследований являлось получение данных о потоках осаждающегося вещества из атмосферы на зеркало водоема и из толщи

воды на дно озера Большой Тамбукан.

Отбор аэрозолей и взвесей в районе озера производился с 28 июня по 5 июля 2007 г. Сбор аэрозолей в кюветы в натуральных условиях имитирует поступление сухой пыли на поверхность водоема, что дает возможность рассчитать вертикальный поток сухой пыли в районе установки кювет.

По завершении экспонирования аэрозольных накопителей (кювет), их содержимое сливается в чистые, заранее подготовленные емкости, отфильтровывается через ядерные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм. Фильтры готовятся заранее по методике ИО РАН. После вакуумной ультрафильтрации ядерные фильтры высушиваются ( $T=60^{\circ}\text{C}$ ), доводятся до постоянного веса, взвешиваются и производится расчет потоков осаждающегося аэрозоля. Площадь кювет для сбора аэрозолей известна заранее.

Сбор взвеси осуществлялся с помощью взвесенакопителей длительного действия – седиментационных ловушек (СЛ) [3, 4]. Общая площадь входного отверстия СЛ равна  $0025 \text{ м}^2$ . Седиментационные ловушки (СЛ) устанавливались 28 июня 2007 г. в  $10^{20}$ – $10^{30}$  ч. вдоль берега озера Тамбукан. Разрез находился недалеко от метеорологического наблюдательного плота и примерно в 50–60 метрах от берега (рис. 1).

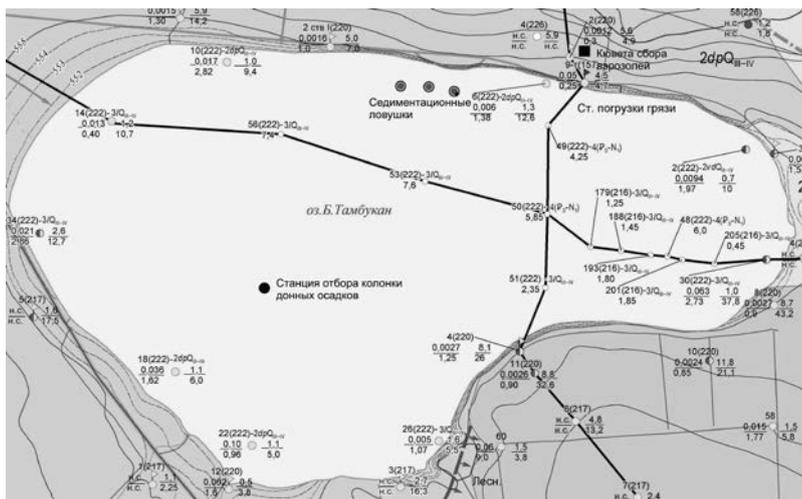


Рисунок 1. Схема озера Большой Тамбукан и расположение точек отбора проб донных осадков, седиментационных ловушек и отбора аэрозолей [2].

Потоки осаждающегося вещества в озере формируются вследствие следующих основных механизмов: абразии берегов (волновое разрушение, физико-химическое разрушение, оползни, обвалы и др.), сложенных майкопскими глинами; плоскостного смыва грунта атмосферными

осадками; выпадения атмосферных аэрозолей в составе сухой пыли и в осадках (дождь и снег); в составе взвеси временных водотоков в период дождей; взмучивания верхней части илистых отложений в период добычи лечебных пелоидов; естественного волнового взмучивания в периоды активной гидродинамики воды озера (сильный ветер); биогенного фактора – вследствие жизнедеятельности фито- и зоопланктона, фито- и зообентоса, а также насекомых и перелетных птиц.

Темпы осаждающегося вещества, зарегистрированные с помощью седиментационных ловушек в первом приближении, можно считать вертикальным потоком, формирующим современные осадки.

Таблица 1. Характеристики потоков осаждающегося вещества в районе оз. Тамбукан, июнь–июль 2007 г [5].

| № СЛ           | Глубина места установки | Горизонт установки СЛ, м | Время экспозиции, сут | Поток вещества на дно,<br>$г \times м^{-2} \times сут^{-1}$ | Интенсивность поступления осадочного материала на дно озера, мм/год | Расстояние от берега, м |
|----------------|-------------------------|--------------------------|-----------------------|---|---|-------------------------|
| 1              | 4                       | 3.5                      | 6                     | 13.4  | 2.62  | 50                      |
| 2              | 4                       | 3.5                      | 6                     | 7.9   | 1.54  | 50                      |
| 3              | 4                       | 3.5                      | 6                     | 14.8  | 2.89  | 50                      |
| <b>Среднее</b> |                         |                          |                       | <b>12.02</b>  | <b>2.35</b>   |                         |
| 4              | аэрозоли, суммарные     | Высота 7 м               | 5.85                  | 0.088   | 0.017   | 10                      |

Средняя величина интенсивности поступления осадочного материала на дно озера составляет по данным наших прямых измерений 2.35 мм/год (при средней плотности этого осадка  $1.87 г/см^3$ ). Скорость осадконакопления в озере Тамбукан соизмерима с темпами поступления осадочного вещества на дно Азовского моря, где по разным оценкам она составляет от 1.6 до 2.5 мм/год [6, 7]. По самым последним оценкам, полученным методами радиоизотопов и седиментационными ловушками скорость осадконакопления от устья р. Дон и прибрежных районов Таганрогского залива в направлении восточной глубоководной части Азовского моря изменяется от 3 до 0.7 мм/год (по данным СЛ – от 86 до 0.7 мм/год) [8]. Если сравнить с аналогичными процессами на шельфе Черного моря, то в диапазоне глубин 4–50 метров скорость поступления осадочного материала по нашим данным колеблется в широких пределах от 880 до 0.016 мм/год [9–11]. В устьях крупных рек, на мелководье, в заливах, лиманах наблюдаются наиболее высокие темпы поступления вещества на дно. Вне

зоны влияния волновых процессов взмучивания ловушки фиксируют темпы вертикального потока осадочного материала, составляющие от 0.

Темпы атмосферных выпадений на поверхность Тамбукана, по нашим наблюдениям достигает 0.017 мм/год, что составляет 0.72% от общего потока осаждающегося вещества на дно озера. Для сравнения, вертикальный поток аэрозолей в азово-черноморском бассейне в зоне уреза воды колеблется в пределах 0.003–0.288 мм/год, в среднем составляя 0.05 мм/год [9–11], что втрое выше, чем на Тамбукане.

И.Л. Пантелеевым и В.Н. Сурковым (1960) были рассчитаны ориентировочные темпы прироста верхнего горизонта ила в озере Б. Тамбукан. За периоды с 1890 по 1907 гг. он составил 0.789 см в год, а с 1907 по 1965 гг. – 0.3 см в год [2].

Принимая для расчетов линейную модель темпов осадконакопления и полученную нами скорость поступления осадочного вещества (наблюденную *in situ*) 2.35 мм/год получим следующие результаты, которые приводятся в табл. 2.

Таблица 2. Возраст слоев донных осадков колонки из озера Большой Тамбукан (Темпы осадконакопления рассчитаны по данным седиментационных ловушек – 2.35 мм/год). (наши данные).

| №  | Слой, см. | Центр слоя, см. | Продолжительность, годы | Возраст, годы | Активность Cs-137, Бк/кг ** |
|----|-----------|-----------------|-------------------------|---------------|-----------------------------|
| 1  | 0–5       | 2.5             | 7.14                    | 2000          | 104.5                       |
| 2  | 5–10      | 7.5             | 21.43                   | 1986          | 357.6                       |
| 3  | 10–15     | 12.5            | 35.71                   | 1971          | 43.2                        |
| 4  | 15–20     | 17.5            | 50.02                   | 1957          | 1.0                         |
| 5  | 20–25     | 22.5            | 64.29                   | 1943          | 2.6                         |
| 6  | 25–30     | 27.5            | 78.57                   | 1928          | 1.0                         |
| 7  | 30–35     | 32.5            | 92.86                   | 1914          | 1.0                         |
| 8  | 35–40     | 37.5            | 107.14                  | 1900          | 1.0                         |
| 9  | 40–45     | 42.5            | 121.43                  | 1886          | 1.0                         |
| 10 | 45–50     | 47.5            | 135.71                  | 1871          | 1.0                         |
| 11 | 50–56     | 53              | 151.43                  | 1856          | 1.0                         |

(2007 г. – 1856 г. = 151.4 года)

\*\* Данные получены Ю.А. Федоровым с соавторами [8].

Величины скорости осадконакопления, полученные нами методом седиментационных ловушек, довольно близки оценочным цифрам, полученным И.Л. Пантелеевым, В.Н. Сурковым [2].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шкловский О.А., Требухов Я.А. Отчет о детальной разведке Тамбуканского месторождения лечебной грязи на лицензионном участке в пределах Ставропольского края с целью подсчета эксплуатационных запасов по состоянию 01.08.2005 г. в трех томах. (Фондовые данные).
2. Пантелеев И.Л., Сурков В.Н. Минеральные источники и лечебная грязь

района Кавказских минеральных вод. Пятигорск, Государственный научно-исследовательский бальнеологический институт на Кавказских Минеральных водах, 1960. 153 с.

3. Денисов В.И. Закономерности образования взвешенного материала на шельфе Черного моря. Диссертация на соискание уч. степени к.г.н., Ростов-на-Дону, РГУ, 1998, 296 с.

4. Хрусталеv Ю.П., Денисов В.И., Шевченко В.П. Поступление эолового материала на шельф Черного моря // Тезисы докладов 13-й Международной школы морской геологии. М. 1999. Т. 1. С. 235–236.

5. Денисов В.И., Черноусов С.Я., Шевченко В.П. и др. Первые результаты инструментальных исследований потоков аэрозолей и осаждающейся взвеси в озере Большой Тамбукан методом взвеса накопителей // Сб. трудов 5-й международной научно-практической конференции «Экологические проблемы. Взгляд в будущее». Ростов-н/Д.: ЗАО «Ростиздат», 2007. С. 167–170.

6. Панов Д.Г., Спичак М.К. Скорость осадконакопления в Азовском море // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137. № 5. С. 1212–1213.

7. Хрусталеv Ю.П. Седиментогенез во внутриконтинентальных морях аридной зоны (Автореф. дис. докт. г.-м. наук). М. ИО АН СССР, 1986. 51 с.

8. Федоров Ю.А., Кузнецов А.Н., Трофимов М.Е., Ленец Е.Н. Оценка скорости осадконакопления в Азовском море по результатам изучения активности естественных и искусственных радионуклидов в донных отложениях // Сб. трудов 4-й научно-практической конференции с международным участием «Экологические проблемы. Взгляд в будущее». Ростов-н/Д.: ЗАО «Ростиздат», 2007. С. 354–359.

9. Хрусталеv Ю.П., Денисов В.И., Черноусов С.Я. Потоки вещества на шельфе Черного моря (по данным седиментационных ловушек) // Тезисы докладов 13-й Международной школы морской геологии. М. 1999. Т. 1. С. 151–152.

10. Хрусталеv Ю.П., Денисов В.И., Шевченко В.П. Поставка аэрозольного материала на шельф Черного моря // Океанология. 2002. Т. 42. № 1. С. 415–426.

11. Хрусталеv Ю.П., Денисов В.И. Интенсивность седиментации на шельфе Черного моря (по данным седиментационных ловушек) // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзор // ООО «Геоинформцентр». Вып. 4. М., 2002. 36 с.

The article presents the results of the first time held field studies of aerosol streams onto the lake surface and sediment solids from the water column on the bottom of Lake Bolshoy Tambukan collected by sediment traps. Besides, a column of bottom sediments as long as 56 cm was collected. Radionuclear cesium 137 analysis demonstrated the highest activity level corresponding to the period of the Chernobyl accident. According to the observed data collected by the traps, sedimentation rate tempo and the age of sediments were calculated. It takes 152 years to accumulate 53 cm of sediments.

**Денисов В.И.<sup>1</sup>, Шевченко В.П.<sup>2</sup>, Гордеев В.В.<sup>2</sup>,  
Ткаченко Ю.Ю.<sup>3</sup>, Потапов Е.Г.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Институт наук о Земле Южного федерального университета, Ростов-на-Дону, e-mail: [denisovgeo@yandex.ru](mailto:denisovgeo@yandex.ru); <sup>2</sup>Институт Океанологии им П.П. Ширишова РАН, Москва; <sup>3</sup>Территориальный центр мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, Краснодар; <sup>4</sup>ОАО Кавминкурортресурсы, Ессентуки)

**Denisov V.I.<sup>1</sup>, Shevchenko V.P.<sup>2</sup>, Gordeyev V.V.<sup>2</sup>,  
Tkachenko Yu.Yu.<sup>3</sup>, Potapov E.G.<sup>4</sup>**

### **Элементный состав донных осадков, взвешенного вещества и аэрозолей озера Большой Тамбукан**

(<sup>1</sup>Southern Federal University, Rostov-on-Don; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>3</sup>Territorial Center of Monitoring and Forecasting of Situation of Natural and Man-Made Origin, Krasnodar; <sup>4</sup>Kavminkurortresurs, Essentuki)

### **Element composition of bottom sediments, suspended matter and aerosols of Lake Bolshoy Tambukan**

Ключевые слова: микроэлементный состав, донные осадки, седиментационные ловушки

Приводятся результаты элементного состава (в том числе РЗЭ) пробы донных отложений, осаждающегося вещества из толщи воды на дно озера Большой Тамбукан, собранного седиментационными ловушками, а также проба сухой пыли из атмосферного воздуха. Кроме этого была отобрана колонка донных отложений длиной 56 см. Приведены данные послойного анализа.

Целью проведенных исследований является получение новых данных о макро- и микроэлементном составе донных осадков, осаждающегося вещества из атмосферы на зеркало водоема и из толщи воды на дно озера Большой Тамбукан.

Образцы были обработаны следующими методами: углерод определен методом кулонометрического титрования; Si, Al и P – колориметрическим методом (ИО РАН, аналитики Л.В. Демина и Е.О. Золотых), РЗЭ и ряд металлов – методом инструментальной нейтронной активации (ГЕОХИ РАН, аналитик – Д.Ю. Сапожников), тяжелые металлы – атомно-абсорбционным методом (ИО РАН, В.В. Гордеев), микроэлементы – методом спектрального эмиссионного анализа в лаборатории «Южгеология», Ростов-на-Дону.

Тамбуканская лечебная сульфидная грязь используется на курортах Кавминводского региона уже почти 150 лет. В водоеме Большого Тамбукана в результате сложных биохимических и физико-химических процессов как в высокоминерализованной воде (рапе) озера, так и в донных отложениях, происходит формирование иловой сульфидной лечебной грязи.

Она образуется под толщей воды на глубине от 1 до 8 м.

Лечебная грязь на дне озера неоднородна, а состоит из нескольких слоев. В самом верху залегают илы мощностью от 10 до 30 см. Ниже их сменяет слой густо перемешанных отмерших водорослей, так называемый «войлок» толщиной от 2 до 13 мм. Под войлоком находится черная грязь мощностью от 30 до 80 см, которая ниже переходит в темно-серую грязь (30–85 см). Подстилает грязь стально-серая глина мощностью 3.8–4.3 м, которая в свою очередь залегают на желто-бурых и темно-серых глинах майкопского возраста. Для лечебных процедур добываются и используются ил, черная и темно-серая грязь. Лечебное действие грязи обусловлено целым комплексом биологически активных компонентов, органических и минеральных веществ, теплофизическими свойствами.

Тамбуканская грязь прекрасно зарекомендовала себя при лечении опорно-двигательного аппарата (остеохондрозы, радикулиты, люмбаго и др.), кожных заболеваний (псориаз, гнойники, старение кожи) мужской и женской половой сферы (простатит, бесплодие), желудочно-кишечного тракта и т.д. [1].

Микроэлементный состав донных осадков подробно не изучался, поэтому наши данные можно считать одними из первых.

Сбор аэрозолей, взвесей и донных осадков озера Большой Тамбукан был произведен в июне–июле 2007 г. в период экспедиционных работ в регионе. Все полевые и камеральные работы по отбору и пробоподготовке производились в соответствие с принятыми в ИО РАН методиками. Осаждающаяся взвесь из толщи воды была обработана также по стандартным методикам, принятым в морских исследованиях [2–7].

Среднее значение скорости осадконакопления в озере, измеренное ловушками составляет 2.35 мм/год, что хорошо согласуется с литературными данными по данному объекту, а также с имеющимися сведениями по Азовскому и Черному морям.

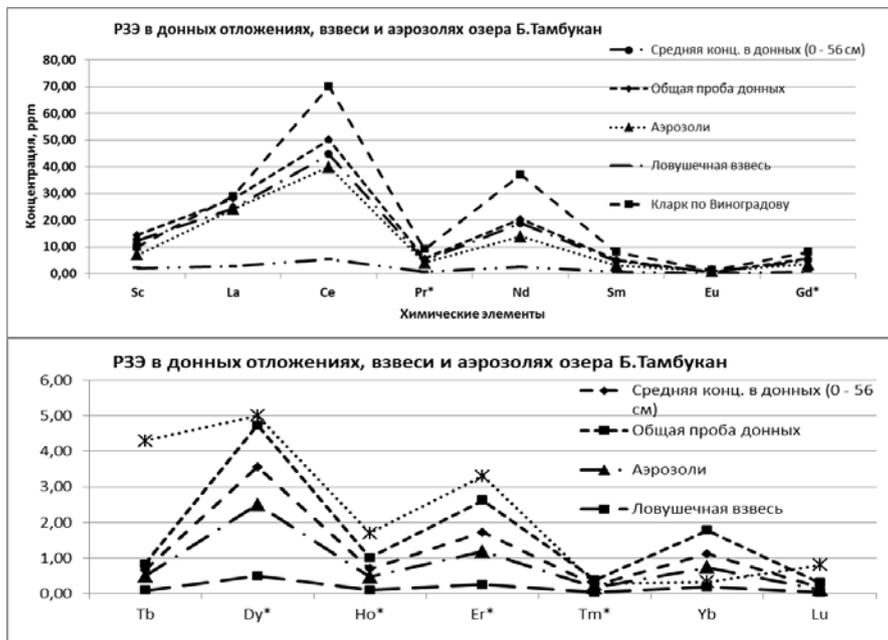
Химический состав исследуемых объектов определяется, прежде всего, составом почв региона, гидрохимическими свойствами природных вод, в том числе и подземных минеральных источников. Известно, что для поддержания уровня озера в 60-х годах вокруг водоема были высажены влагоудерживающие породы деревьев на площади около 6 км<sup>2</sup>, создавая вокруг озера сплошную полосу шириной от 250 до 2 км. В 1977 г. были пробурены 2 глубокие скважины на апт-альбский водоносный комплекс, пресные воды которых планировалось использовать для обводнения озера в засушливое время.

Комплекс этих мероприятий позволил стабилизировать режим природных процессов на озере и угроза пересыхания исчезла. Однако в начале 80-х годов началось непредвиденное повышение уровня рапы в озере, которое за период с 1973 по 1998 г. составило 4.7 м. Такое увеличение объема воды в озере привело к ее опреснению с 81 до 26 г/л и

изменению гидрохимического и биологического режима озера [1, 8].

Таблица 1. Элементный состав донных осадков, взвешенных веществ и аэрозолей из района Большого Тамбукана (наши данные), мкг/г.

| Слой, см                  | Co           | Pb           | Ni           | Cu           | Zn           | Fe          | Mn            | Al          | Cr           |
|---------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|---------------|-------------|--------------|
|                           | мкг/г        | мкг/г        | мкг/г        | мкг/г        | мкг/г        | %           | мкг/г         | %           | мкг/г        |
| <b>Среднее (11 слоев)</b> | <b>16.75</b> | <b>7.76</b>  | <b>43.91</b> | <b>49.00</b> | <b>78.36</b> | <b>4.36</b> | <b>883.64</b> | <b>6.54</b> | <b>48.82</b> |
| Аэрозоли                  | 20.4         | 71           | 37           | 70           | 288          | 2.16        | 3700          | 2.3         | 35           |
| Сед. Лов. 1               | 4.4          | 8.4          | 8.4          | 7.0          | 20           | 0.77        | 1020          | 1.09        | 11.5         |
| Сед. Лов. 2               | 1.8          | 28.4         | 4.8          | 5.8          | 27           | 0.45        | 660           | 0.52        | 10.5         |
| Сед. Лов. 3               | 3.5          | 23.1         | 5.9          | 5.5          | 18           | 0.55        | 830           | 0.69        | 9.3          |
| <b>Среднее взвесь</b>     | <b>3.23</b>  | <b>19.97</b> | <b>6.37</b>  | <b>6.10</b>  | <b>21.67</b> | <b>0.59</b> | <b>836.67</b> | <b>0.77</b> | <b>10.43</b> |
| Кларк                     | 18           | 16           | 58           | 47           | 83           | 4.65        | 1000          | 8.05        | 83           |
| Донные/Кларки             | <b>0.931</b> | <b>0.485</b> | <b>0.757</b> | <b>1.043</b> | 0.944        | 0.937       | 0.884         | 0.812       | 0.588        |
| Взвесь/Кларки             | <b>0.180</b> | <b>1.248</b> | <b>0.110</b> | <b>0.130</b> | 0.261        | 0.127       | 0.837         | 0.095       | 0.126        |
| Донные/Взвесь             | <b>5.182</b> | <b>0.389</b> | <b>6.897</b> | <b>8.033</b> | 3.617        | 7.387       | 1.056         | 8.526       | 4.679        |
| Донные/Аэрозоли           | <b>0.821</b> | <b>0.109</b> | <b>1.187</b> | <b>0.700</b> | 0.272        | 2.018       | 0.239         | 2.842       | 1.395        |



Рисунки 1, 2. Редкоземельные элементы в донных осадках, взвеси и аэрозолях озера Большой Тамбукан.

В сравнении с кларками по Виноградову донные осадки немного обеднены по кобальту, никелю, цинку, железу, алюминию и марганцу. Меди содержится больше кларка. Взвешенные вещества существенно

меньше (в 2–6 раз) железа, цинка, алюминия, кобальта, хрома и никеля. Редкоземельные элементы донных осадков близки кларкам, самые обедненные ими – аэрозоли.

Из-за сжатого формата данной публикации мы не можем привести все данные, которые обязательно будут опубликованы несколько позже.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шкловский О.А., Требухов Я.А. Отчет о детальной разведке Тамбуканского месторождения лечебной грязи на лицензионном участке в пределах Ставропольского края с целью подсчета эксплуатационных запасов по состоянию 01.08.2005 г. в трех томах.
2. Денисов В.И. Закономерности образования взвешенного материала на шельфе Черного моря. Дисс. на соискание уч. степени к.г.н. Ростов-на-Дону, РГУ, 1998. 296 с.
3. Хрусталеv Ю.П., Денисов В.И., Шевченко В.П. Поступление эолового материала на шельф Черного моря // Тезисы докладов 13-й Международной школы морской геологии. М., 1999. Т.1. С. 235–236.
4. Денисов В.И., Черноусов С.Я., Шевченко В.П. и др. Первые результаты инструментальных исследований потоков аэрозолей и осаждающейся взвеси в озере Большой Тамбукан методом взвесенакопителей // Сб. трудов 5-й международной научно-практической конференции «Экологические проблемы. Взгляд в будущее». Ростов-н/Д.: ЗАО «Ростиздат», 2007. С. 167–170.
5. Хрусталеv Ю.П., Денисов В.И., Черноусов С.Я. Потоки вещества на шельфе Черного моря (по данным седиментационных ловушек) // Тезисы докладов 13-й Международной школы морской геологии. М. 1999. Т. 1. С. 151–152.
6. Хрусталеv Ю.П., Денисов В.И., Шевченко В.П. Поставка аэрозольного материала на шельф Черного моря // Океанология. 2002. Т. 42. № 1. С. 415–426.
7. Хрусталеv Ю.П., Денисов В.И. Интенсивность седиментации на шельфе Черного моря (по данным седиментационных ловушек) // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзор // М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. Вып. 4. 36 с.
8. Пантелеев И.Л., Сурков В.Н. Минеральные источники и лечебная грязь района Кавказских минеральных вод. Пятигорск: Государственный научно-исследовательский бальнеологический институт на Кавказских Минеральных водах, 1960. 153 с.

The article presents the results of the microelement composition (including ETR) of bottom sediments samples and sediment solids from the water column on the bottom of Lake Bolshoy Tambukan collected by sediment traps. Besides, a column of bottom sediments as long as 56 cm was collected. Data of layer by layer analysis are provided.

**Есин Н.В.<sup>1</sup>, Мурдмаа И.О.<sup>2</sup>, Есин Н.И.<sup>1</sup>, Мельникова И.В.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, e-mail:

[lovos\\_oos@mail.ru](mailto:lovos_oos@mail.ru); <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: [murdmaa@mail.ru](mailto:murdmaa@mail.ru))

## **Медленное течение потоков суспензии на абиссальной равнине Черного моря**

**Esin N.V.<sup>1</sup>, Murdmaa I.O.<sup>2</sup>, Esin N.I.<sup>1</sup>, Melnikova I.V.<sup>1</sup>**

(Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Gelendzhik; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Slow suspension flows on the Black Sea abyssal plain**

Ключевые слова: суспензия, уравнения Навье-Стокса, абиссальная равнина, Черное море

Теоретическая модель нового механизма переноса донных осадков обсуждается для абиссальной равнины Черного моря. Модель, основанная на уравнениях Навье-Стокса, объясняет динамику ламинарного потока суспензии с медленным течением на ровной горизонтальной равнине в условиях наклона ее свободной поверхности к линии горизонта. Модель медленных потоков суспензии может объяснить формирование слоистых (ламинированных) глубоководных отложений.

Черноморский глубоководный бассейн заполнен кайнозойским комплексом осадочных пород, залегающих в виде почти горизонтальных слоев. Уклон поверхности дна моря уменьшается от периферии бассейна к его центру до  $3 \times 10^{-4}$ . В связи с малым уклоном абиссальной равнины возникает вопрос о механизме перемещения терригенного материала речных выносов к центру моря по почти горизонтальному дну. Нами показано, что этот материал может перемещаться в виде суспензии «частички ила в морской воде». Тонкий придонный слой суспензии может течь, если существует наклон ее свободной (верхней) поверхности к плоскости горизонта. Течет суспензия по дну под действием силы тяжести как жидкость более тяжелая, чем морская вода. Коэффициент кинематической вязкости суспензии равен приблизительно  $3 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{сек}$ . Специальные исследования показали, что при плотности суспензии менее  $1.27\text{--}1.32 \text{ г/см}^3$  она обладает свойствами вязкой несжимаемой жидкости и ее движение можно описать уравнениями Навье-Стокса, сохранив в них только основные члены, описывающие вязкость. При выполнении международного проекта RER/2/003, было установлено, что над дном на абиссальной равнине существует тонкий слой суспензии с плотностью менее  $1.27 \text{ г/см}^3$ . Его толщина достигает значений 20 см. Медленный, но стабильный поток такого слоя суспензии и переносит, по нашему мнению, терригенный осадочный материал от устьев рек к центру моря. Выполненные расчеты показали, что мелкий терригенный материал,

принесенный реками в береговую зону, может перемещаться на абиссальную равнину потоком суспензии толщиной в несколько десятков сантиметров.

На рисунке представлено турбулентное течение суспензионного потока при значении числа Рейнольда, равном десяткам единиц (10–100). На абиссальной равнине число Рейнольда увеличивается до критического значения ( $R=30000$ ) и течение переходит в ламинарный режим.

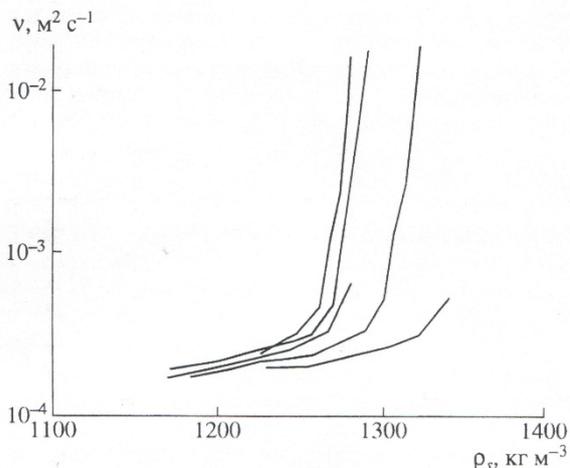


Рисунок. Зависимость кинематического коэффициента вязкости суспензии ( $\text{м}^2 \text{с}^{-1}$ ) от ее плотности ( $\text{кг м}^3$ ) по экспериментальным данным.

Описываемые здесь потоки суспензии создаются перед устьями рек в виде «облаков» мутной воды, имеющих резкие границы с морской водой. Это объясняется тем, что плотность суспензии выше плотности морской воды и суспензия представляет собой одновременно дискретную и сплошную среду. На рисунке показана зависимость коэффициента кинематической вязкости от плотности суспензии. Как видно, при значении плотности  $> (1.27\text{--}1.32) \text{ г/см}^3$  вязкость резко увеличивается, что означает переход вязкой жидкости в состояние вязко-пластического тела, т.е. осадка.

Расчеты течения суспензии как вязкой жидкости по дну Черного моря показывают, что в зависимости от уклона свободной поверхности к плоскости горизонта и от толщины текущего слоя, скорости течения могут изменяться от метров до километров в сутки. Отметим, что вязкая жидкость может течь и по горизонтальной плоскости в условиях наклона ее свободной поверхности к линии горизонта. Течение будет продолжаться, пока существует постоянный источник суспензии в виде выносов рек, обеспечивающий уклон свободной поверхности придонного слоя суспензии. Получены формулы для описания течения суспензии по дну

моря с наклоном  $\alpha$ . Формулы позволяют рассчитать скорость течения в зависимости от величины стока и уклона дна [1].

Предложенная математическая модель [1] может объяснить накопление на абиссальной равнине Черного моря накопление тонко ламинированных отложений с ритмичным чередованием темных (окрашенных гидротроилитом) терригенного ила и белых известковых (кокколитовых), которые были вскрыты скважиной глубоководного бурения (DSDP Site 379) [2] и многочисленными колонками [3]. Предполагают, что ламинированные пачки образовались в эпохи относительно теплого климата и высокого стояния уровня Черного моря (карангат, голоцен) [2]. Тогда шельфы были затоплены и паводковые выбросы взвеси из рек имели пространство для формирования плотного придонного слоя суспензии перед его втеканием в каньоны континентального склона [1, 4].

Работа частично поддержана РФФ (проект № 14-05-00095, ИМ)

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Esin N.V., Murdmaa I.O., Esin N.I., Evsyukov Yu.D. Dynamics of slow suspension flows on the Black Sea abyssal plain // *Quaternary International*. 2017 (in press).
2. Ross D.A. Neprochnov Y.P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978. V. 42, Part 2.
3. Oaie G., Secieru D., Shimkus K. Black Sea Basin: Sediment types and distribution, sedimentation processes // *Geo-Eco-Marina*. 2003–2004. V. 9–10.
4. Якубенко В.Г. Придонное течение на шельфе и континентальном склоне северо-восточной части Черного моря // *Комплексные исследования Черного моря* / Есин Н.В., Ломазов Б.С. (ред.). М.: Научный мир, 2011. С. 68–74.

Theoretical model of a new near-bottom sediment transport mechanism is presented and discussed for the abyssal plain of the Black Sea. The model based on the Navier-Stokes equations explains the slow gravity driven laminar suspension flow dynamics on even horizontal plain by inclination of its upper (free) surface. The model of slow suspension flows can explain formation of laminated (varved) deep-sea deposits.

**Захаров В.Г.**

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: [zakharov\\_vg@mail.ru](mailto:zakharov_vg@mail.ru))

**Быстрые подвижки и разрушения морских льдов в Северо-Европейском и Арктическом бассейнах при смене характера атмосферной циркуляции Северного полушария (летние сезоны 2004, 2011, 2012 гг.)**

**Zakharov V.G.**

(Geological Institute RAS, Moscow, e-mail: [zakharov\\_vg@mail.ru](mailto:zakharov_vg@mail.ru))

**Rapid advances and destructions of sea ice in the North-European and Arctic basins with character change of atmospheric circulation of Northern Hemisphere (summer seasons 2004, 2011, 2012)**

Ключевые слова: циклон, антициклон, циркуляция атмосферы, элементарный циркуляционный механизм (ЭЦМ), поля дрейфа льдов

Выявлена согласованность циркуляционных макропроцессов Северного полушария и направлений дрейфа арктических льдов летом 2004, 2007, 2011 и 2012 гг. ЭЦМ 13л вызывал подвижки льдов Шпицбергена (2004 и 2011 гг.) и катастрофические разрушения льдов Чукотского и Восточно-Сибирского морей (август 2012 г. (циклоническая циркуляция в атмосфере и ледовом дрейфе). Антициклоническую циркуляцию в атмосфере и ледовом дрейфе определял ЭЦМ 12а (2007 г.).

*Особенности ледовых условий и циркуляции атмосферы в районе Шпицбергена.* В июле–августе 2004 и 2011 гг. у западных побережий Шпицбергена произошли катастрофические заполнения фьордов битым морским льдом. 25.07.2011 г. по Грён-фьорду (пос. Баренцбург) прошла высокая нагонная волна со льдом. Заполнение фьорда льдом сопровождалось похолоданием. Позже температура воздуха пришла к летней норме, а льды выносились. В 2004 г. подобное событие проявилось в конце июня–июле. Для Ис-фьорда и Грён-фьорда типичны процессы весенне-летних выносов сезонных тонких льдов и привнос разновозрастных морских льдов. Как правило, ледяной покров формируется в марте-апреле, достигая 60 см, и разрушается во второй половине мая [1].

*Анализ циркуляционных механизмов летних сезонов (2004, 2007, 2011 гг.).* При рассмотрении характера циркуляции атмосферы Северного полушария и динамики льдов в летние сезоны 2004 и 2011 гг. был выбран летний сезон 2007 г. (наиболее теплый в Арктике). Сравнительный анализ сезонов проводился по классификациям циркуляции атмосферы Северного полушария и полей дрейфа льда в Арктическом бассейне [2–4].

Было выявлено: летом 2004 и 2011 гг. при многократном повторении ЭЦМ 13л (циклоническая циркуляция в атмосфере и ледовом дрейфе)

морские льды скапливались у побережий и быстро заполняли западные фьорды Шпицбергена. В августе 2004 г. на ЭЦМ 13л приходилось 15 дней, в июле 2011 г. – 7 дней (кульминации подвижек льда).

В 2007 г. наблюдались ЭЦМ 9а, 12а и 12бл (мощный антициклон в Арктике, при 2-4-х блокирующих процессах), а ЭЦМ 13л не встречался вообще. При таком наборе ЭЦМ лета 2007 г. архипелаг Шпицберген практически всегда оказывался в зоне антициклонической солнечной погоды, а фьорды чаще оставались свободными ото льда [5].

На рис. 1А видно, что к схожим чертам летних сезонов 2004 и в 2011 гг. можно отнести три серии циклонов, связанные с развитием ЭЦМ 13л. Эти серии следовали друг за другом в одинаковом порядке. Во всех случаях первоначально наблюдались серии, в течение 7 (2004 г.) и 5 (2011 г.) дней. При них формировались массивы западно-шпицбергенских льдов, т. к. при ЭЦМ 13л атлантические циклоны идут навстречу трансарктическому дрейфу льдов из центра Арктики и льдов, переносимых течением вдоль Евразийских берегов. Далее следовали перерывы в 14 дней (2004 г.) и 24 дня (2011 г.), характеризующиеся антициклональной погодой. Перерывы сменялись двумя последовательными сериями циклонов продолжительностью в 14 (2004 г.) и 11 (2011 г.) дней с небольшими интервалами соответственно в 2 и 4 дня. Именно во время этих двух серий циклонов произошли быстрые подвижки льдов в Грён-фьорд с заполнением всей его акватории морскими разновозрастными льдами с торосами высотой до 2 м и более [5].

*Особенности режима арктических льдов в 2012 г.* До 2011 г. самым теплым в Арктике считался летний сезон 2007 г., характеризующийся антициклоническим режимом погоды [4]. После 2011 г. появились данные о новом минимуме морских льдов летом 2012 г. Площадь льдов в сентябре 2012 г. была наименьшей по сравнению с сентяблями 1981–2010 и 2007 гг. Таяние льдов в 2012 г. на большей части Северного Ледовитого океана наблюдалось раньше, чем в 1979–2000 гг. Так, таяние льдов началось: в Карском и Баренцевом морях раньше обычных сроков более чем на две недели; в море Лаптевых с 1 июня (самый ранний срок из известных); в морях Бофорта и Чукотском, соответственно, на 12 и 9 дней раньше.

Ниже приведен ход ледовых катастроф в Арктике в 2012 г.: 1. 2–8 апреля (Карское море); 2. 4–9 августа (Чукотское и Восточно-Сибирское моря).

*Сопряженность ледовых и циркуляционных процессов в Арктике и Антарктике.* Анализ подвижек льдов в полярных областях проводился на основе сопряженности циркуляции атмосферы Северного и Южного полушарий, календаря элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) [2–4, 6], полевых наблюдений на о-ве Кинг-Джордж [7] и спутниковых данных (nsidc.org).

2–6 апреля. На обоих полушариях действовал ЭЦМ 12а (четыре блокирующих процесса и четыре прорыва циклонов в высокие широты, в

# Северном полушарии дрейф льда – антициклонический) [4].

Серии циклонов, формирующие массовые льды у западных побережья Шпицбергена

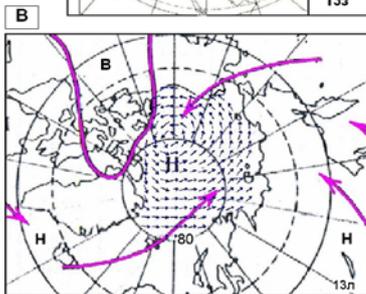
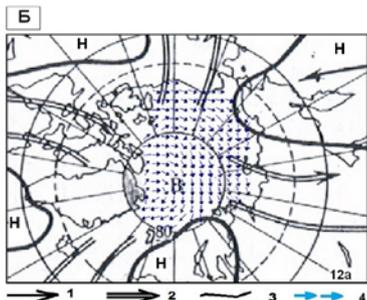
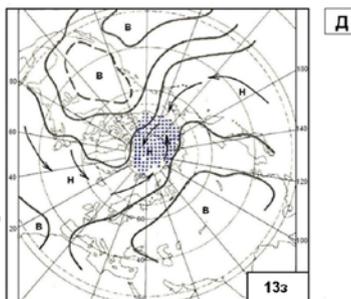
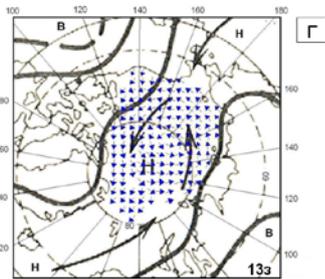
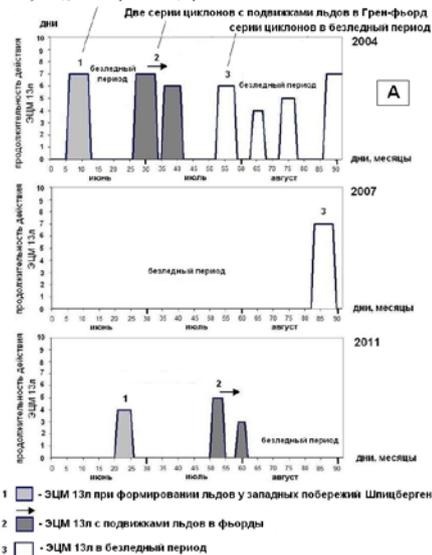


Рисунок 1. Динамика морских льдов в районе архипелага Шпицберген, поля дрейфа льда в Арктическом бассейне и атмосферные циркуляционные процессы Северного полушария.

А. Продолжительность действия ЭЦМ 13л (серии циклонов) в летние сезоны 2004, 2007, 2011 гг. и быстрые подвижки морских льдов в фьорды Шпицбергена (на примере Грэн-фьорда); Б. Динамическая схема ЭЦМ 12а (0°- 60° с.ш.) [2, 3] и антициклонический характер дрейфа льда в Арктическом бассейне по [4]. 1 – генеральные траектории циклонов; 2 – траектории антициклонов; 3 – демаркационные линии, разделяющие поля циклонической и антициклонической деятельности; 4 – направление дрейфа автоматических буев; В. Динамическая схема ЭЦМ 13л (летний) (0–60° с.ш.) [2, 3] и циклонический характер дрейфа льда в Арктическом бассейне по [4]; Г. Динамическая схема ЭЦМ 13з (зимний) (0–60° с.ш.) [2, 3] и циклонический характер дрейфа льда в Арктическом бассейне по [4]; Д.

Динамическая схема ЭЦМ 13з (Северное полушарие) [2, 3] и циклоническая циркуляция полей дрейфа льда в Арктическом бассейне по [4].

*3 апреля. Арктика:* начало увеличения двух полыней у о-ва Вайгач. Отступление кромки льдов к северо-востоку. *Антарктика:* под действием циклонов язык на севере ледового массива моря Уэдделла достиг траверза о. Кинг-Джордж (Южные Шетландские острова).

*4 апреля. Арктика:* резкое увеличения площади полыней у о. Вайгач, отступление кромки льдов к северо-востоку. *Антарктика:* ледовый язык массива моря Уэдделла резко продвинулся до бухты Ардли о-ва Кинг-Джордж.

*5 апреля. Арктика:* продолжение увеличения площади полыней у о. Вайгач и отступления кромки льдов к северо-востоку *Антарктика:* бухта Ардли быстро заполнилась льдом и айсбергами.

*6 апреля. Арктика:* наиболее резкое увеличение полыней у о. Вайгач и отступление кромки льдов к северо-востоку. *Антарктика:* Бухта Ардли полностью забита льдом. Сильный левый крен получили все суда.

*7–8 апреля:* начало действия ЭЦМ 9 (два или три блокирующих процесса, три прорыва южных циклонов).

*7 апреля. Арктика:* активное увеличение двух объединившихся полыней с резким отступанием кромки льдов к северо-востоку. *Антарктика:* наиболее сильное сжатие льдов в бухте Ардли. Бразильская яхта затонула.

*8 апреля. Арктика:* скачкообразное увеличение (почти в два раза) площади полыньи и смещение кромки льдов к северу. *Антарктика:* приближение антициклона к о. Кинг-Джордж и усиление южных ветров и новое сжатие льдов, раздавивших бразильскую яхту. Таким образом, в Арктике и в Антарктике, кульминационными стали 6, 7 и 8 апреля 2012 г.

*Ледовые и циркуляционные условия в Чукотском и Восточно-Сибирском морях в августе 2012 г.* С 4 по 6 августа в Арктике действовал ЭЦМ 3 (западный зональный перенос нарушается арктическим вторжением на Атлантический океан, в районе полюса дрейф льда антициклонический).

*4 августа* с побережья Сибири в Арктический бассейн вошла система низкого давления, быстро переместилась за центральную часть и закрепились.

*5 августа* в Чукотское и Восточно-Сибирское моря пришли шторма.

*6 августа* давление в центре полюсного циклона достигло 964 гПа. Циклонический вихрь продержался в центре Арктического бассейна в течение нескольких дней с резким понижением температуры. Одновременно на остальной части области при южных циклонах наблюдалось повышение температуры.

*7, 8, и 9 августа* в Северном полушарии и в Арктике начал действовать ЭЦМ 13л (циклоническая циркуляция в районе полюса и циклонический характер полей дрейфа льда) [5]. При ураганных штормах под воздействием

барических волн циклонов разреженные чукотские и восточно-сибирские льды быстро разрушались и таяли. За три дня площадь этих ледовых массивов сократилась почти на 200 тысяч км<sup>2</sup>.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тарасов Г.А. Новые данные изучения ледового транспорта осадочного вещества в заливе Грен-фьорд // Материалы X Международной научной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена». М.: Геос, 2010. Вып. 10. С. 480–484.
2. Дзердзеевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов // Труды НИУ ГУГМС. М., Л.: Гидрометиздат, 1946. Сер. II. Вып. 21. 80 с.
3. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.
4. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Поля дрейфа льда в Арктическом бассейне при типовых барических ситуациях. Справочное пособие. С.-Пб.: ААНИИ, 2008. 35 с.
5. Захаров В.Г., Кононова Н.К. Взаимосвязь динамики полей дрейфа льда в Арктическом бассейне и циркуляции атмосферы Северного полушария (летние сезоны) // Сложные системы. 2013. № 4(9). С. 55–67.
6. Захаров В.Г., Кононова Н.К. Глобальная циркуляция атмосферы и сопряженность гляциологических процессов в Арктике и Антарктике // Лед и снег. 2010. Вып. 2. С. 127–135.
7. Мавлюдов Б.Р., Кононова Н.К., Захаров В.Г. Взаимосвязь динамики ледовых катастроф в Антарктике и Арктике с циркуляцией атмосферы Южного и Северного полушарий // Сложные системы. 2015. № 3(16). С. 61–76.

The consistency of the circulating macroprocesses in the Northern Hemisphere and the directions of Arctic ice drift were revealed in summer of 2004, 2007, 2011 and 2012. ECM 13s caused advances of Spitsbergen ice (2004 and 2011) and catastrophic sea ice destructions of Chukchi and East Siberian seas in 2012 (cyclonic circulation in atmosphere and ice drift). The Anticyclonic circulation in atmosphere and ice drift was determined by ECM 12a (2007).

**Карнаухова Г.А.**

(Институт земной коры СО РАН, Иркутск, e-mail: karnauh@crust.irk.ru)

## **Цикличность осадконакопления и физические свойства донных осадков в искусственных водоемах**

**Karnaukhova G.A.**

(Institute of Earth crust SB RAS, Irkutsk)

## **Cyclicity of Sedimentation and Physical Properties of the Bottom Sediments in Artificial Reservoirs**

Ключевые слова: водоем, цикличность осадконакопления, физические свойства осадков

Изучение взаимосвязи скорости осадконакопления и динамики становления физических свойств донных отложений на основе фиксации их временных циклов в условиях колебания уровня воды было выполнено на примере Братского водохранилища, одного из крупнейших в мире искусственного озера. Установлено, эксплуатационный режим водохранилища способствует проявлению ярко выраженного чередования региональных трансгрессий и регрессий, основным регулятором которого является уровень воды в водохранилище, что определяет скорость и цикличность осадконакопления, а также и показатели физических свойств донных осадков. За период эксплуатации водохранилища нами выделяются 4 цикла в формировании осадочного комплекса, каждый из которых состоит из 3 или 2 фаз.

Одним из наиболее рациональных способов получения информации о темпах осадконакопления является использование в качестве модели современного осадконакопления доступных природно-техногенных лабораторий – искусственных водоемов, в которых все процессы происходят в режиме реального времени, и во много раз быстрее, чем в природных водоемах, что разрешает проводить наблюдения *in site*. Кроме того водохранилища служат удобным объектом исследования формирования физических свойств донных осадков при различных условиях протекания процессов осадконакопления. Поэтому для изучения взаимосвязи скорости осадконакопления и динамики становления физических свойств донных отложений на основе фиксации их временных циклов в условиях колебания уровня воды в качестве базового нами было выбрано одно из крупнейших в мире, срединное среди Ангарских водохранилищ – Братское водохранилище. Материалом для исследований явились донные осадки водохранилища, отбираемые автором ежегодно в период с 1972 по 2012 гг. с помощью грунтоотборной трубки ПИ-27-II по 33 опорным профилям, привязанным к участкам наблюдений за формированием берегов водохранилища.

Эксплуатационный режим Братского водохранилища способствует проявлению ярко выраженного чередования региональных трансгрессий и

регрессий, преобладанию в питании водохранилища материала абразионного происхождения, имеющего нестабильно-прерывистый характер поступления. Эти особенности определяют скорость и цикличность осадконакопления, а также и показатели физических свойств донных осадков водохранилища. Циклы начинаются с трансгрессии и заканчиваются с окончанием регрессии. Трансгрессии приходится на периоды эксплуатации водохранилища при НПУ (нормальный подпорный уровень = 402 м БС) или близких к нему уровнях. Регрессии же связаны со сработкой уровня воды в водохранилище до низких (на 6–7 м ниже НПУ) и очень низких отметок (на 9–10 м ниже НПУ). За период эксплуатации водохранилища нами выделяются 4 цикла в формировании осадочного комплекса, каждый из которых состоит из 3 или 2 фаз (рис. 1). Трехфазные циклы пришлись на 1967–1982 и 1993–2003 гг. Каждый такой цикл включает осадконакопление во время трансгрессии (первая фаза), регрессии при низких уровнях (вторая фаза) и регрессии при очень низких уровнях воды (третья фаза). Двухфазные циклы фиксировались в 1983–1992 и 2004–2012 гг. При двухфазном цикле отсутствует третья фаза, т.е. регрессия при очень низких уровнях воды. Каждой фазе осадочного цикла соответствуют определенные скорости осадконакопления и физические свойства донных осадков.

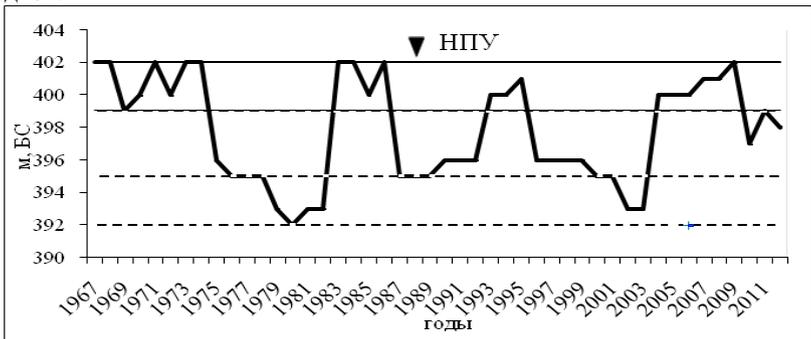


Рисунок 1. Ход уровня воды в Братском водохранилище за период 1967 – 2012 гг.

*Первая фаза.* Основным звеном в первой фазе осадочного цикла является абразия берегов водохранилища, ведущий регулятор которой – динамическое воздействие воды на породы, слагающие берега. Ежегодно в результате абразии в водоем поступает около 220 млн. т материала, из них примерно 36% идет на формирование прибрежных отмелей, занимающих около 1% от общей площади водохранилища. Интенсивная переработка поступающего разнородного терригенного материала способствует формированию не только прибрежной зоны, но и полей донных отложений за ее пределами, в которых прирост слоя осадков, сложенных хорошо

сортированным песчаным материалом, составляет в среднем 17 мм/год. Для крупных алевритов скорость аккумуляции – 9 мм/год, мелкоалевритовых илов – 13 мм/год, алевритово-глинистых илов – 11 мм/год. Кроме различий в скоростях накопления осадки имеют неоднозначные показатели физических свойств. Так, пескам и крупным алевритам присущи самые низкие показатели влажности, т.е. осадки находятся в стадии разжижения. Довольно широкий разброс значений природной влажности наблюдается у мелкоалевритовых (36.0–232.4%) и алевритово-глинистых (84.9–226.2%) илов. Илы активно поглощают воду, что указывает на их исходное текучее или скрыто текучее состояние. Все типы донных осадков низкопористы, их поры заполнены мелкими частицами, что способствует плотной упаковке как осадка в целом, так и его скелета. Кроме того осадки, находясь в воде, уплотняются также под действием своего веса. При этом наибольшая плотность самого осадка и его скелета отмечается у песков и мелкоалевритовых илов, т.е. у осадков с наибольшей скоростью накопления. А более низкие показатели плотности имеют медленнее накапливающиеся крупные алевриты и алевритово-глинистые илы. Самые влажные мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы содержат наибольшее количество карбонатов и органического вещества (рис. 2).

*Вторая фаза.* С началом регрессии прекращается абразия береговых уступов и основным поставщиком осадкообразующего материала становятся прибрежные отмели, сформированные во время трансгрессии. Величина поступления материала значительно уступает поставкам в первую фазу и составляет в среднем за год 0.710 млн. м<sup>3</sup>, что приводит к снижению скорости осадконакопления. Идет переыв отложений отмелей, при котором тонкодисперсный материал выносится за их пределы на участки дна, расположенные ниже глубины волновой базы. Песчаный же материал растекается на более низкие батиметрические отметки, нивелируя рельеф дна, не увеличивая мощности осадочного слоя. Темп накопления донных осадков, кроме размываемых песков, остается, по-прежнему, высоким, составляя у крупных алевритов 10 мм/год, мелкоалевритовых илов – 8 мм/год, алевритово-глинистых илов – 13 мм/год. После всех перемещений и преобразований природная влажность и пористость песков и алевритово-глинистых илов возрастают, плотности осадков и их скелета снижаются, т.е. осадки становятся недоуплотненными. Увеличение темпа накопления крупных алевритов всего на 1 мм/год приводит к снижению их пористости на 18%, уплотнению скелета примерно на 0.5% и росту количества в них органического вещества примерно на 3.5%. Содержание органического материала в песках практически не изменяется, но видна отчетливая тенденция к потере его в мелкоалевритовых и алевритово-глинистых илах. Происходит активное обогащение донных осадков карбонатным материалом за счет выноса из размываемых отложений прибрежных отмелей. Необходимо отметить, что при снижении скорости накопления

мелкоалевритовых илов происходит отжатие из них воды с вытеснением ее из порового пространства и заполнение пор карбонатным материалом. Снижение влажности мелкоалевритовых илов составляет в среднем 41.33% относительно ее величины во время трансгрессии, в то же время содержание карбонатного материала возрастает на 6.32%.

*Третья фаза.* Поступление абразионного материала в водохранилище в данную фазу отсутствует полностью. Седиментация становится нулевой, увеличиваются площади дна водохранилища, занятые отмытыми, неплохо сортированными, более тонкозернистыми песками, близкими по медианному диаметру к крупным алевритам. В то же время происходит возрастание медианного диаметра дисперсных осадков за счет внедрения в них песчаных частиц. Характерным для донных осадков становится рост пористости и увеличение их влажности примерно на 11% у песков, 12% – у крупных алевритов, 20% – у мелкоалевритовых илов. Исключение составляют алевритово-глинистые илы, потерявшие более 50% своей влажности и ставшие почти на 36% менее пористыми. Плотность скелета алевритово-глинистых илов возрастает до  $0.61 \text{ г/см}^3$  за счет удаления органического и карбонатного вещества и приближается к плотности, характерной для первой фазы осадочного цикла. Количество органического вещества снижается также в крупных алевритах и мелкоалевритовых илах среднем на 1.74% и 0.66% соответственно. Насыщенность песков органическим и веществом остается практически такой же, что и в предыдущую фазу. При стоянии очень низких уровней воды происходит снижение доли карбонатного материала не только в песках, но и в мелкоалевритовых и алевритово-глинистых илах, и только в крупных алевритах содержание карбонатов остается почти на прежнем уровне.

The study of the relationship of the sedimentation rate and the dynamics of formation of physical properties of bottom sediments on the basis of fixing their time cycles in terms of water-level fluctuations was performed on the example of the Bratsk reservoir, one of the world's largest artificial lakes. It is established that the mode of reservoir operation contributes to a pronounced alternation of regional transgression and regression, the main regulator of which is the water level of the reservoir, which leads to the cyclical formation of a complex of sediments and their physical properties. We are 4 cycle in the formation of sedimentary units, each consisting of 3 or 2 phases.

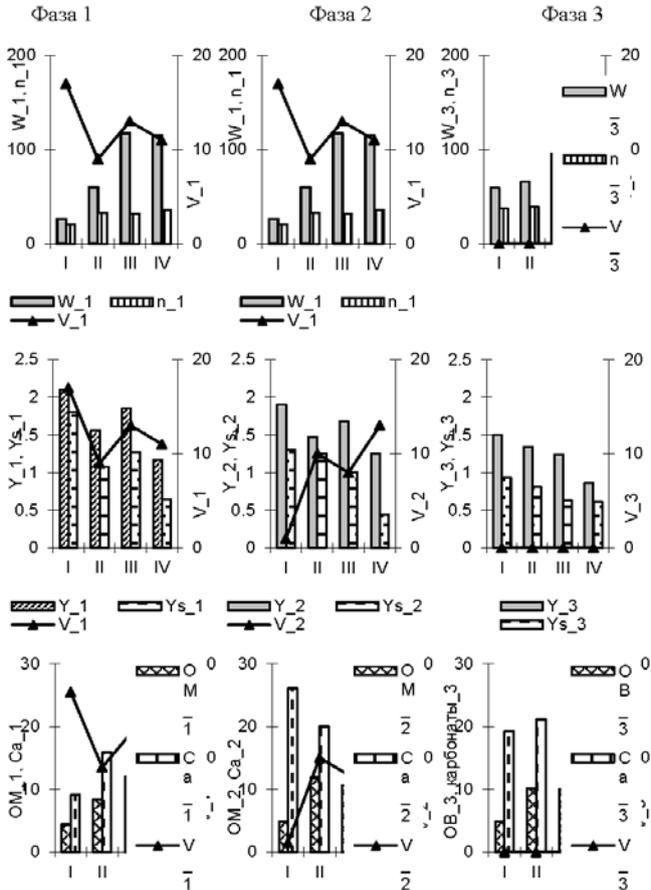


Рисунок 2. Динамика скоростей осадконакопления и физических свойств донных осадков во время трансгрессий и регрессий Братского водохранилища: *Литологические типы донных отложений*: 1 – пески; 2 – крупные алевриты; 3 – мелкоалевритовые илы; 4 – алевритово-глинистые илы. *Физические свойства*. 1 фаза:  $V_1$  – скорость осадконакопления, мм/год;  $W_1$  – природная влажность, %;  $n_1$  – пористость, %;  $Y_1$  – плотность осадка, г/см<sup>3</sup>;  $Ys_1$  – плотность скелета осадка, г/см<sup>3</sup>;  $Ca_1$  – карбонаты, %;  $OM_1$  – органическое вещество, %. 2 фаза:  $V_2$  – скорость осадконакопления, мм/год;  $W_2$  – природная влажность, %;  $n_2$  – пористость, %;  $Y_2$  – плотность осадка, г/см<sup>3</sup>;  $Ys_2$  – плотность скелета осадка, г/см<sup>3</sup>;  $Ca_2$  – карбонаты, %;  $OM_2$  – органическое вещество, %. 3 фаза:  $V_3$  – скорость осадконакопления, мм/год;  $W_3$  – природная влажность, %;  $n_3$  – пористость, %;  $Y_3$  – плотность осадка, г/см<sup>3</sup>;  $Ys_3$  – плотность скелета осадка, г/см<sup>3</sup>;  $Ca_3$  – карбонаты, %;  $OM_3$  – органическое вещество, %.

**Клювиткин А.А., Гладышев С.В., Кравчишина М.Д.,  
Новигатский А.Н., Ерошенко Д.В., Лохов А.С.,  
Коченкова А.И.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail:  
[klyuvitkin@ocean.ru](mailto:klyuvitkin@ocean.ru))

**Продолжение многолетних исследований Северной  
Атлантики на разрезе по 59°30' с.ш. в июле 2017 г.**

**Klyuvitkin A.A., Gladyshev S.V., Kravchishina M.D.,  
Novigatsky A.N., Eroshenko D.V., Lokhov A.S.,  
Kochenkova A.I.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Continuation of Long-Term Researches of the Northern  
Atlantic along N59°30' Section on July 2017**

Ключевые слова: гидрологическая структура, климатические тренды, течения, осадочное вещество, вертикальный поток, водная взвесь, атмосферные аэрозоли

Представлены первые результаты продолжающихся мультидисциплинарных исследований в Северной Атлантике на разрезе по 59°30' с.ш. в июле 2017 г. в 68-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Основная цель работы – продолжение одновременного мониторинга состояния гидрологической и кинематической структуры вод Северной Атлантики для выявления современных климатических трендов, а также исследование современной седиментационной системы и получение материала для высокоразрешающих реконструкций палеоклиматических изменений в этом районе океана.

Северная Атлантика – ключевой район для формирования единой замкнутой системы течений, осуществляющих глобальный перенос тепла, соли, растворенных элементов, газов и осадочного вещества в толще океанских вод. Изучение одновременно рассеянных форм осадочного вещества (взвесь) и концентрированных (донные осадки) позволит судить о среде и климате по записям в водной толще и в толще донных осадков – по природным и приборным самописцам [1].

Экспедиция проходила в первой половине июля 2017 г., основные работы выполнялись на многолетнем разрезе по 59°30' с.ш. (рис. 1).

В задачи экспедиции входило: CTD-зондирование водной толщи от поверхности до дна SBE9p для измерения вертикальных профилей температуры, электропроводности и содержания растворенного кислорода в морской воде; отбор проб морской воды на отдельных горизонтах для последующего определения содержания растворенного кислорода, фосфатов, нитратов, нитритов и кремнекислоты, концентрации и состава взвеси, и, в частности, концентрации общего и органического углерода и

пигментов фитопланктона; измерение составляющих скорости течения во всей толще от поверхности до дна с помощью пары Sentinel LADCP 300 кГц (опускаемых акустических доплеровских профилографов течений); отбор проб донных осадков для литолого-геохимических и микропалеонтологических исследований; биогеохимические (микробиологические) исследования; исследование атмосферных аэрозолей; поиск и подъем поставленных в 51-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в июне-июле 2016 г. [2] автоматических глубинных седиментационных обсерваторий (АГОС), продолжающих непрерывный мониторинг, начиная с 2015 г. [3].

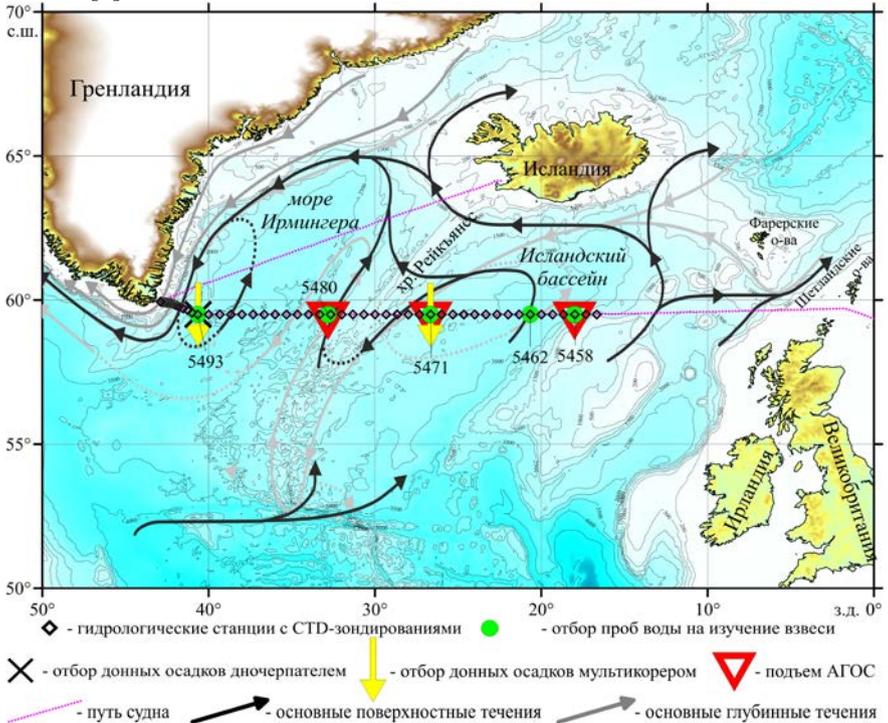


Рисунок 1. Маршрут экспедиции и выполненные работы, наложенные на схему основных поверхностных и глубинных течений, обуславливающих водообмен между Атлантическим океаном и Арктическим бассейном [4].

По результатам СТД-зондирований обнаружено продолжение глубокой конвекции в море Ирмингера до глубины 1500 м, начавшейся в 2015 г. [5]. Наблюдения за течениями подтвердили двухструйность придонного Западного пограничного течения, переносящего холодные арктические и модифицированные атлантические воды на юг [6]. Получены новые

сведения о структуре основных струй Северо-Атлантического течения в Исландском бассейне и в море Ирмингера (течение Ирмингера), а также Восточно-Гренландского течения. Рассчитаны термохалинные индексы основных водных масс Субполярного круговорота для определения долгопериодных климатических трендов в Северной Атлантике.

Гранулометрический состав аэрозолей приподнятого слоя атмосферы определяли счетчиком аэрозольных частиц TSI AeroTrak 9306. Суммарное количество аэрозольных частиц в приподнятой атмосфере колебалось от 4000 до 21000 л<sup>-1</sup>. Количество частиц фракции 0,3÷0,5 мкм изменялось от 3438 до 12948 л<sup>-1</sup>; 0,5÷1 мкм – от 553 до 6429 л<sup>-1</sup>; 1÷3 мкм – от 135 до 1525 л<sup>-1</sup>; 3÷5 мкм – от 2 до 37 л<sup>-1</sup>; 5÷10 мкм – от 0 до 7 л<sup>-1</sup>. На протяжении всего разреза преобладали ветра северо-западных и юго-западных направлений. Максимальные концентрации частиц во всех гранулометрических фракциях зафиксированы при поступлении воздушных масс со стороны североамериканского континента.

Объемная концентрация морской взвеси, определенная посредством счетчика частиц Коултера (Multisizer 3), варьировала от 0.2 до 2.5 мм<sup>3</sup>/л. В Исландском бассейне и море Ирмингера обнаружен промежуточный нефелоидный слой (0.3–1.5 мм<sup>3</sup>/л) в пятидесяти метрах от дна, где медианный диаметр частиц достигал 41 мкм. При этом вблизи дна он не превышал 10–16 мкм.

Пробы на изучение водной взвеси отбирали в толще вод на комплексных общесудовых станциях с помощью судовой системы отбора проб SBE. Взвесь выделяли принудительной фильтрацией под вакуумом через предварительно взвешенные ядерные фильтры диаметром 47 мм и размером пор 0.4 мкм и параллельно через стекловолокнистые фильтры Whatman GF/F [7].

Отбор поверхностного слоя донных осадков осуществляли дночерпателем (ДЧ) «Океан-0.25». Особая детальность исследования достигалась путем отбора мультикорером (МК) KUM MiniMUC ненарушенных кернов поверхностного слоя донных осадков и их деление с дискретностью 0.5–1 см. Всего было обработано 2 комплекта проб МК и 1 – ДЧ, произведена отмывка материала ледового разноса из ДЧ. Максимальная мощность отобранных колонок осадком мультикорера составила 25 см на станции 5471.

Донные осадки на станциях представлены смешанным типом: алевритовым илом с различной долей песчаного (среднезернистого-мелкозернистого) материала, с обильной долей фораминифер и кокколитофорид. Терригенная фракция представлена в основном слабоокатанным кварцем, полевыми шпатами, амфиболами и обломочным материалом пелитовой размерности.

Вертикальные потоки осадочного вещества изучали с помощью седиментационных ловушек, установленных в составе АГОС. Подняты 3

АГОС, в составе которых задействованы 5 12-стаканных ловушек Лотос-3 и 30 интегральных МСЛ-110 [8]. Для определения горизонтальной составляющей потока в состав АГОС были включены акустические доплеровские измерители течений Teledyne RDI DVS и Nortek Aquadopp.

Первичная обработка полученных проб выявила в придонном горизонте общий максимум вертикального потока осадочного вещества в июле-августе. На ст. 5458 (АИ-3540) и 5471 (АИ-3562) выделены также максимумы в марте-мае и январе соответственно. Для вертикального распределения потоков на всех станциях характерны максимумы в поверхностном слое (400-500 м) и в придонном нефелоидном слое (50 м от дна). В пространственном отношении наименьшие потоки отмечены на западном склоне Исландского бассейна, ст. 5471 (АИ-3562), наибольшие – на восточном склоне моря Ирмингера, ст. 5480 (АИ-3580).

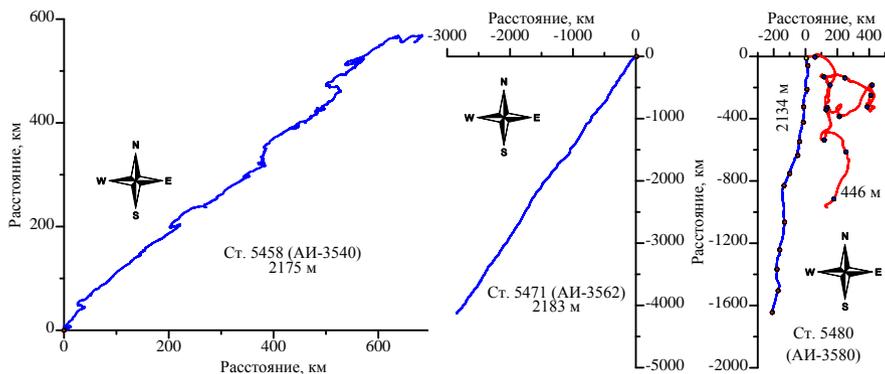


Рисунок 2. Накопленные прогрессивные векторные диаграммы перемещений водных масс на ст. 5458 (горизонт 2175 м), ст. 5471 (горизонт 2183 м) и ст. 5480 (горизонт 446 м и 2134 м).

Измерители течений, установленные в составе АГОС, показали практически постоянный перенос придонных водных масс в северо-восточном направлении на ст. 5458 (АИ-3540) и в юго-западном и юго-юго-западном направлениях на ст. 5471 (АИ-3562) и 5480 (АИ-3580) соответственно (рис. 2). Течение в подповерхностном слое (450 м) на ст. 5480 (АИ-3580) характеризовалось большей изменчивостью, но, в целом, перенос водных масс проходил также в южном направлении. Наибольшая интенсивность течений выявлена в придонном слое на ст. 5471 (АИ-3562) (средняя скорость 16 см/с при максимуме 35 см/с). Подобная структура течений, в целом, подтверждает схему основных поверхностных и глубинных течений, созданную на основании многолетних мониторинговых работ на исследуемом разрезе [4].

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за общее руководство работами, а также капитану, команде и всему научному составу за помощь в экспедиции. Геологические исследования проводились при финансовой поддержке гранта РФФ № 14-50-00095, гидрофизические – при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-02250. Обработка материала частично выполнена в рамках Госзадания ИО РАН, тема № 0149-2016-0001.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // *Мировой океан*. Т. II. / Отв. ред. Л.И. Лобковский, Р.И. Нигматулин. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Геологические исследования в Северной Атлантике в 51-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 3. С. 514–516.
3. Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Геологические исследования Северной Атлантики в 49-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 5. С. 833–835.
4. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *J. Geoph. Res.* 2012. V. 117. C01014.
5. Гладышев С.В., Гладышев В.С., Гулев С.К., Соков А.В. Аномально глубокая зимняя конвекция в море Ирмингера зимой 2014–2015 гг. // *Докл. РАН*. 2016. Т. 469. № 3. С. 351–355.
6. Гладышев В.С., Гладышев В.С., Соков А.В. и др. Среднепогодная структура и перенос вод системой западных пограничных течений восточнее Гренландии // *Докл. РАН*. 2017, Т. 473. № 1. С. 93-97.
7. Лисицын А.П., Клювиткин А.А., Буренков В.И. и др. Распределение и состав взвешенного осадочного вещества на меридиональных разрезах в Атлантическом океане: прямые определения и спутниковые данные // *Докл. РАН*. 2016. Т. 466. № 2. С. 221–224.
8. Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н. Малая седиментационная ловушка МСЛ-110 // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 746–750.

First results of continued multidisciplinary researches of the Atlantic Ocean along N59°30' section on July 2017 during the 68<sup>th</sup> cruise of the RV *Akademik Mstislav Keldysh* are presented. Main goal is continuation of long-term monitoring of hydrological and kinematic structure of Northern Atlantic waters for determination of modern climatic trends and studying the modern sedimentation system and obtaining material for high-resolution reconstructions of climate changes in this region of the ocean.

**Клювиткин А.А.<sup>1</sup>, Кравчишина М.Д.<sup>1</sup>, Русанов И.И.<sup>2,1</sup>,  
Будько Д.Ф.<sup>1</sup>, Золотых Е.О.<sup>1</sup>, Коченкова А.И.<sup>1</sup>**

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

[klyuvitkin@ocean.ru](mailto:klyuvitkin@ocean.ru); <sup>2</sup>Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, Федеральный исследовательский центр "Фундаментальные основы биотехнологии" РАН, Москва)

**Геологические и биогеохимические исследования Черного моря в 91-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий»**

**Klyuvitkin A.A.<sup>1</sup>, Kravchishina M.D.<sup>1</sup>, Rusanov I.I.<sup>2</sup>,  
Budko D.F.<sup>1</sup>, Zolotykh E.O.<sup>1</sup>, Kochenkova A.I.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Winogradsky Institute of Microbiology, Federal Research Center "Fundamentals of Biotechnology" RAS, Moscow)

**Geological and biogeochemical researches of the Black Sea during the 91<sup>th</sup> cruise of the RV *Professor Vodyanitskiy***

Ключевые слова: осадочное вещество, вертикальный поток, водная взвесь, микробные процессы, Черное море

Представлены первые результаты геолого-биогеохимических исследований Черного моря в ноябре 2016 г. в 91-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий». Основная цель работы – сбор материала для изучения седиментационной системы Черного моря, позволяющего оценить современные потоки вещества в толще воды и темпы его осаждения на дно, а также биогеохимические процессы, протекающие в воде и донных осадках.

Исследования проводились в рамках проекта РНФ «Седименто-биогеохимические исследования морей европейской части России» под руководством академика А. П. Лисицына с 16 ноября по 5 декабря 2016 г. в северной части Черного моря в пределах эксклюзивной экономической зоны Российской Федерации (рис. 1).

Изучение одновременно рассеянных форм осадочного вещества (взвесь) и концентрированных (донные осадки) позволит судить о среде и климате по записям в водной толще и в толще донных осадков – по природным и приборным самописцам [1].

В задачи отряда входило: изучение концентрации и состава водной взвеси, концентрации хлорофилла “а”, количественных показателей и состава фитопланктона, первичной продукции фитопланктона, интенсивностей биогеохимических (микробных) процессов (ассимиляция углекислоты, гетеротрофный потенциал, сульфатредукция, продукция и окисление метана) и концентрации метана в водной толще и донных осадках; литолого-геохимические исследования донных осадков; поиск и подъем поставленной в 81-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» в ноябре 2015 г. [2] автоматической глубинной седиментационной обсерватории

(АГОС) с седиментационными ловушками для изучения вертикальных потоков осадочного вещества и постановка новых АГОС.

Сопряженное изучение системы рассеянного осадочное вещество водной толщи (взвесь, осадочное вещество ловушек) и верхнего слоя осадка позволяет наиболее полно судить о процессах седиментогенеза и раннего диагенеза.

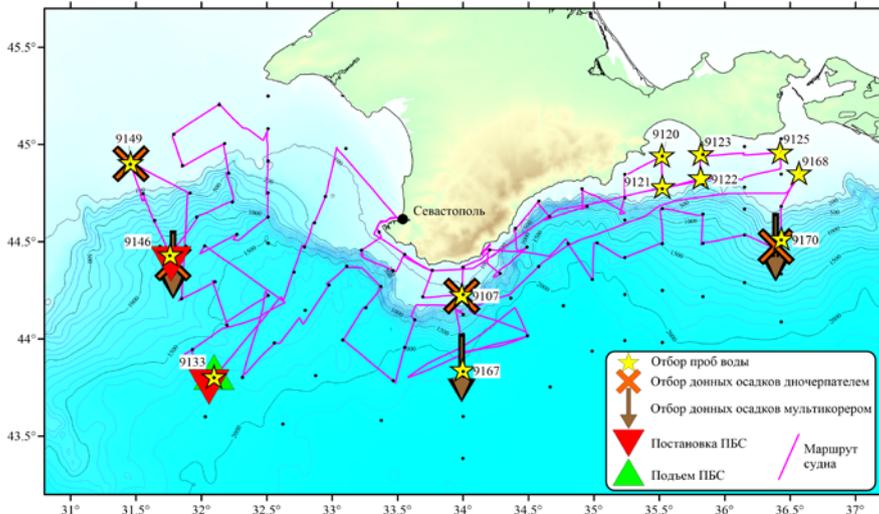


Рисунок 1. Карта станций и схема выполнения геологических работ в 91-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» в Черном море в ноябре–декабре 2016 г.

*Взвешенное вещество.* Во второй половине ноября фотический слой водной толщи характеризовался низкими величинами всех изученных параметров взвеси и фитопланктона. Концентрация взвеси в этом слое варьировала от 0.1 мг/л в открытой части акватории до 0.5 мг/л вблизи берега. Концентрация хлорофилла “а” колебалась от 0.4 до 0.7 мкг/л, достигая наиболее высоких величин на шельфе близ Керченского пролива, а также на ст. 9146 (глубина моря 1182 м), находящейся под влиянием трансформированных вод реки Дуная. На этой станции численность *Emiliania huxleyi* достигала наиболее высокого значения (206 400 кл/л) по сравнению с остальной изученной акваторией (по данным Л.А. Паутовой, ИО РАН). Здесь же отмечалась сравнительно высокая численность (246 кл/л) диатомовой водоросли *Thalassionema nitzschioides*. Концентрация взвешенного органического углерода достигала 57 мкг/л на ст. 9146 и 60 мкг/л вблизи Феодосийского залива.

В глубинных водах колебания концентрации взвеси были соизмеримы с ее колебаниями в фотическом слое и только на мелководье (при глубине

моря менее 40 м) у дна достигали 0.7 мг/л. Нефелоидный слой наблюдался в пределах узкого шельфа и, как правило, не отмечался на обследованной части континентального склона.

*Биогеохимические исследования* проводили во всей водной толще и осадках исследованных станций. Более подробно обследовались фотический слой, редокс-зона и область контакта вода–осадки. Выявлена очень низкая интенсивность первичной продукции фитопланктона (1–53, среднее 10.7 мгС/м<sup>3</sup>·день), по сравнению с нашими данными для ноября 2015 г. [2] и данными литературы [3]. Вертикальный профиль распределения первичной продукции имел 2–3 пика: поверхностный (самый высокий, горизонт 0–5 м), над и/или под термоклинном (30–40 м).

Измеренная фотосинтетическая продукция биомассы (по углероду) в 2–4 раза превышала синтезированную *de novo* (из углерода бикарбоната) биомассу микроорганизмов. Показано, что при фотосинтезе и микробной ассимиляции бикарбоната доля включенного в БМ углерода составляла 10–40%, а углерод во внеклеточном растворенном веществе составлял 60–90% от общего. На разных горизонтах водной толщи это соотношение варьировало.

Для оценки продукции бактериопланктона определены интенсивности темновой ассимиляции углекислоты, диапазон которых в водной толще – от 2 до 13, среднее 6.7 мгС/м<sup>3</sup>·сутки.

*Вертикальные потоки.* Материал для изучения вертикальных потоков осадочного вещества получен с помощью седиментационных ловушек, установленных в составе АГОС. Поднята одна АГОС (ст. 9133), поставлены две новые АГОС (ст. 9133, 9146), в составе которых задействованы 11 интегральных МСЛ-110 [4] и пять 12-стаканных ловушек Лотос-3, что позволит изучить мезомасштабную изменчивость потока вещества в Черном море [5]. Для изучения гидрофизической и гидродинамической обстановок водной среды АГОС оснащены измерителями течений Argonaut-MD (Sontek) и Aquadopp-3000 (Nortek), а также регистратором мутности и флуоресценции FLNTUB-3767 (WetLabs). Установка подобного комплекса приборов развивает концепцию АГОС (автоматических глубинных седиментационных обсерваторий), предложенную академиком А.П. Лисицыным [6].

Предварительный анализ материала седиментационных ловушек поднятой АГОС выявил практически синхронный сезонный ход изменчивости величин потока вещества в глубинном (100 м от дна) и подповерхностном слоях (100 м) с максимумами в ноябре, марте–апреле и июле–сентябре (рис. 2). Величина потока в водной толще уменьшается по мере увеличения глубины.

*Донные осадки.* Отбор больших масс грунта с поверхности производился дночерпателем “Океан-0.25”. Для изучения пограничного слоя донных осадков, наилка и наддонной воды с максимальным разрешением

использовался мультикорер MiniMUC (KUM, Германия).

На глубинах, не превышающих 100–150 м, обычно распространен ракушняк заиленный (алевроитово-пелитовый ил различных оттенков серого цвета) с тонким окисленным слоем (около нескольких мм) на поверхности. В кернах глубоководных донных осадков анаэробная обстановка наблюдалась, начиная с поверхностного слоя.

На континентальном склоне с помощью мультикорера вскрыты современные донные осадки (слой до 30 см) с сильным запахом сероводорода. На поверхности осадков повсеместно хорошо развит наилот мощностью около 1 см. На изученной части склона осадок был представлен тонкопелитовым илом различных оттенков серого цвета жидкой, полужидкой и мягкой консистенции с тонкослоистой текстурой. На станциях 9146 и 9170 (глубина 1 149 и 645 м соответственно) осадки горизонта 0–20 см состояли из чередующихся белых кокколитовых и темных, преимущественно, терригенных слоев мощностью 1–2 мм. К подошве керна количество кокколитовых прослоев в сером тонкопелитовом иле увеличивалось, образуя так называемый ритмолит [7].



Рисунок 2. Фотографическое изображение пробосборников седиментационных ловушек «Лотос-3», характеризующее сезонную изменчивость вертикального потока осадочного вещества.

На подножье континентального склона (ст. 9167, глубина 2060 м) вскрыты современные осадки (слой до 36 см), представленные тонкопелитовым вязким “сметанообразным” однородным илом жидкой и полужидкой консистенции, темно-серого цвета у поверхности (0–4 см) и светло-серого к подошве (4–36 см). Микрослоистая текстура осадка (напоминающая слоистую текстуру осадков станций 9146 и 9170) отмечалась только на горизонте 21–26 см.

Из осадков были отобраны пробы иловой воды для изучения содержания в них ряда гидрохимических показателей и солевого состава.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за научное руководство, чл.-корр. РАН С.К. Коновалову за поддержку исследований, начальнику экспедиции Ю.В. Артамонову, капитану В.Г. Тынынике, экипажу НИС и всему научному составу экспедиции за помощь при отборе проб, а также Л.А. Паутовой и В.А. Силкину за обработку проб фитопланктона. Экспедиция проведена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-27-00114. Интерпретация предварительных результатов выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-27-00114-П. Обработка материала частично выполнена в рамках Госзадания ИО РАН, тема № 0149-2014-0026.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. / Отв. ред. Л.И. Лобковский, Р.И. Нигматулин. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. Клювиткин А.А., Козина Н.В., Реджепова З.Ю. и др. Геологические исследования Черного моря (81-ый рейс научно-исследовательского судна “Профессор Водяницкий”) // Океанология. 2017. Т. 57. № 5. С. 838–840.
3. Юнев О.А. Эвтрофикация и годовая первичная продукция фитопланктона глубоководной части Черного моря // Океанология. 2011. Том 51. № 4. С. 658–668.
4. Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н. Малая седиментационная ловушка МСЛ-110 // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 746–750.
5. Клювиткин А.А., Островский А.Г., Новигатский А.Н., Лисицын А.П. Мультидисциплинарный эксперимент по изучению короткопериодной изменчивости осадочного процесса в Северо-Восточной части Черного моря // Доклады Академии наук. 2016. Т. 469. № 3. С. 356–360.
6. Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Шевченко В.П. и др. Рассеянные формы осадочного вещества и их потоки в океанах и морях на примере Белого моря (результаты 12 лет исследований) // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 355–359.
7. Леин А.Ю., Русанов И.И., Павлова Г.А. и др. Об источниках энергии в процессе диагенеза (на примере Черного моря) // Литол. и полез. ископ. 2011. № 2. С. 154–169.

First results of geological and biogeochemical researches of the Black Sea on November 2016 during the 91<sup>th</sup> cruise of the RV *Professor Vodyanitskiy* are presented. Main goal is collection of material for studying of the sediment system of the Black Sea for estimation of modern fluxes of sediment matter and biogeochemical processes in water column and bottom sediments.

**Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Политова Н.В.**

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

[klyuvitkin@ocean.ru](mailto:klyuvitkin@ocean.ru))

## **Вертикальные потоки осадочного вещества в Северной Атлантике**

**Klyuvitkin A.A., Novigatsky A.N., Politova N.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Vertical fluxes of sedimentary matter in the Northern Atlantic**

Ключевые слова: Северная Атлантика, осадочное вещество, вертикальный поток, водная взвесь, седиментационные ловушки

Представлены первые результаты исследования вертикальных потоков осадочного вещества в Северной Атлантике по материалам седиментационных ловушек, экспонировавшихся на трех притопленных буйковых станциях на разрезе по 59°30' с.ш. Величина интегральных потоков варьировала от 14 до 92 г/м<sup>2</sup>/год. Наибольшие потоки зафиксированы в поверхностном и придонном нефелоидных слоях. Сезонный ход потоков в поверхностных водах коррелирует с изменчивостью спутниковой первичной продукции фитопланктона. Глубоководные потоки определяются гидродинамической обстановкой.

Северная Атлантика – ключевой район для формирования единой замкнутой системы течений, осуществляющих глобальный перенос тепла, соли, растворенных элементов, газов и осадочного вещества в толще океанских вод. Потоки вещества служат основной количественной характеристикой при изучении осадкообразования, которая позволяет в динамике изучать процессы седиментации осадочного материала, преобразования при прохождении водной толщи, оценивать количество и состав вещества, поступающего на дно [1].

Изучение потоков вещества с помощью седиментационных ловушек активно развивается в изучаемом регионе [2–4 и др.]. Однако большинство авторов рассматривают отдельные составляющие потока [3] или охватывают только верхний деятельный слой океана [4].

Материал для исследования собирался в течение года с июля 2015 г. (49-й рейс НИС «Академик Иоффе» [5]) по июнь 2016 г. (51-й рейс НИС «Академик Иоффе» [6]) на трех притопленных буйковых станциях в Северной Атлантике на разрезе по 59°30' с.ш. Положение станций приведено на рис. 1. Для сбора вещества использовались 5 12-стаканных седиментационные ловушки «Лотос-3» образца 2015 г. и 30 интегральных малых седиментационных ловушек МСЛ-110 [7]. «Лотос-3» устанавливались на всех трех станциях в придонном слое (50 м от дна) и на двух крайних (ст. 3348 и 3378) также под верхним деятельным слоем (444 и 526 м соответственно). Все многостаканные ловушки дополнительно комплектовались интегральными. МСЛ-110 также устанавливались в

промежуточных горизонтах с интервалом 400–500 м. Итого на каждой станции сбор материала проводился на 5 горизонтах.

Водная взвесь и осадочный материал, собранный с помощью седиментационных ловушек, выделяли принудительной фильтрацией под вакуумом через 2–4 параллельных предварительно взвешенных ядерных фильтра диаметром 47 мм и размером пор 0.45 мкм. В береговых условиях в весовой лаборатории ИО РАН для расчета концентраций взвеси и вертикальных потоков вещества фильтры повторно взвешивали после доведения до постоянного веса в эксикаторах.

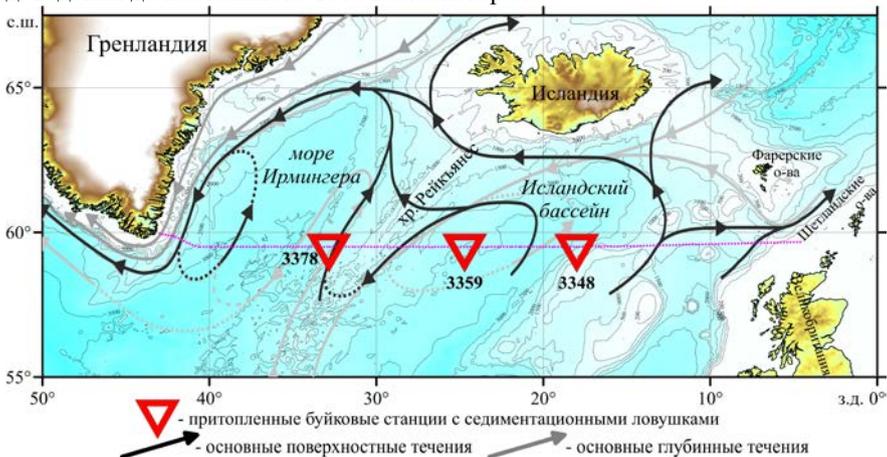


Рисунок 1. Карта района работ со схемой основных поверхностных и глубинных течений, обуславливающих водообмен между Атлантическим океаном и Арктическим бассейном [8].

Величина интегральных годовых потоков вещества изменялась от 14.9 до 92.1 г/м<sup>2</sup>/год (рис. 2). В пространственном отношении наибольшие потоки зафиксированы на западной оконечности европейского шельфа (ст. 3348, 20.3–92.1 г/м<sup>2</sup>/год), наименьшие – на западном склоне хр. Рейкьянес (ст. 3378, 14.9–24.9 г/м<sup>2</sup>/год). Максимальные потоки в поверхностном слое отмечены в восточной части разреза на ст. 3359 (39.6 г/м<sup>2</sup>/год) и на ст. 3348 (33.0 г/м<sup>2</sup>/год).

Для вертикального распределения потока характерны сопоставимые по величине максимумы вещества в подповерхностном слое (24.9–39.6 г/м<sup>2</sup>/год) и у дна (24.8–92.1 г/м<sup>2</sup>/год) и минимум в промежуточных водах (14.9–20.3 г/м<sup>2</sup>/год) на горизонтах 1300–1700 м. Наиболее ровное вертикальное распределение отмечено на ст. 3378 (14.9–24.9 г/м<sup>2</sup>/год).

Подобное вертикальное распределение было характерно также для водной взвеси, собранной в ходе экспедиций при постановке и подъеме станций [9]. Обращает на себя внимание локальный максимум взвеси в море

Ирмингера (ст. 3378) в слое 800–900 м, зафиксированный в обеих экспедициях. Седиментационные ловушки соответствующего горизонта были заполнены полуразложившимися остатками ихтиофауны (предположительно, морской окунь). Этот факт позволяет предположить существование высоких значений потоков вещества на данном горизонте. К сожалению, материал ловушек здесь обработать не удалось.

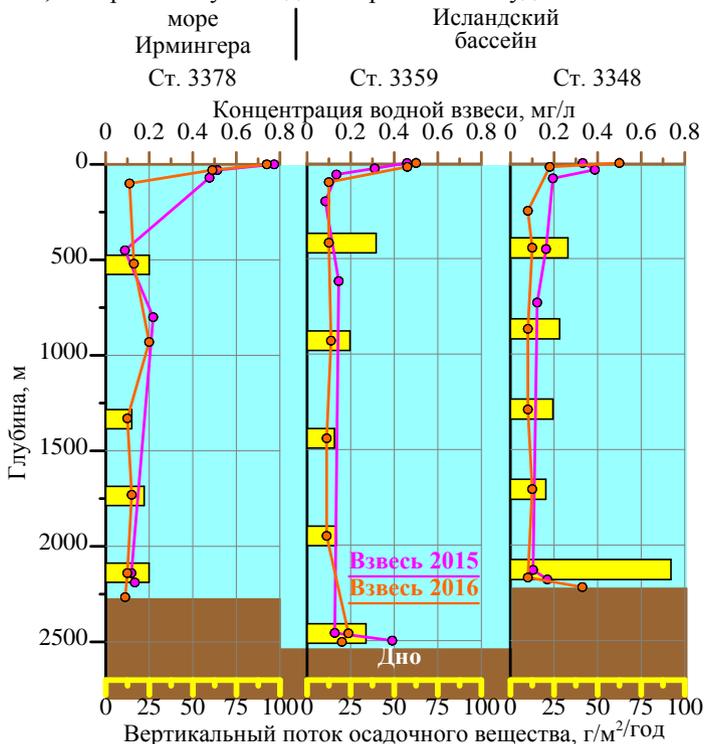


Рисунок 2. Интегральные годовые вертикальные потоки осадочного вещества и концентрации водной взвеси в момент постановки и подъема станций.

Анализ материала многостаканных ловушек показал значительную изменчивость потоков вещества в течение года (рис. 3). При этом в подповерхностном слое, особенно в море Ирмингера (что отмечалось также ранее [3]), годовой ход потоков достаточно плавный и определяется, очевидно, изменчивостью жизненной активности фитопланктона – основного продуцента осадочного вещества в поверхностном слое изучаемого района океана. Так на ст. 3378 потоки максимальны в июле-августе, осенью плавно уменьшаются и достигают своего минимума в декабре-марте, после чего снова начинают расти. В восточной части разреза

поверхность океана характеризуется значительной неоднородностью, что находит свое отражение в изменчивости полей хлорофилла “а”, хорошо видной на спутниковых снимках [<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>]. Однако и здесь (ст. 3348) максимум вещества отмечается летом, а минимум зафиксирован в декабре-феврале. Коэффициент корреляции между величиной потоков в подповерхностном слое и спутниковой концентрацией хлорофилла “а” достигает 0.7 на обеих станциях.

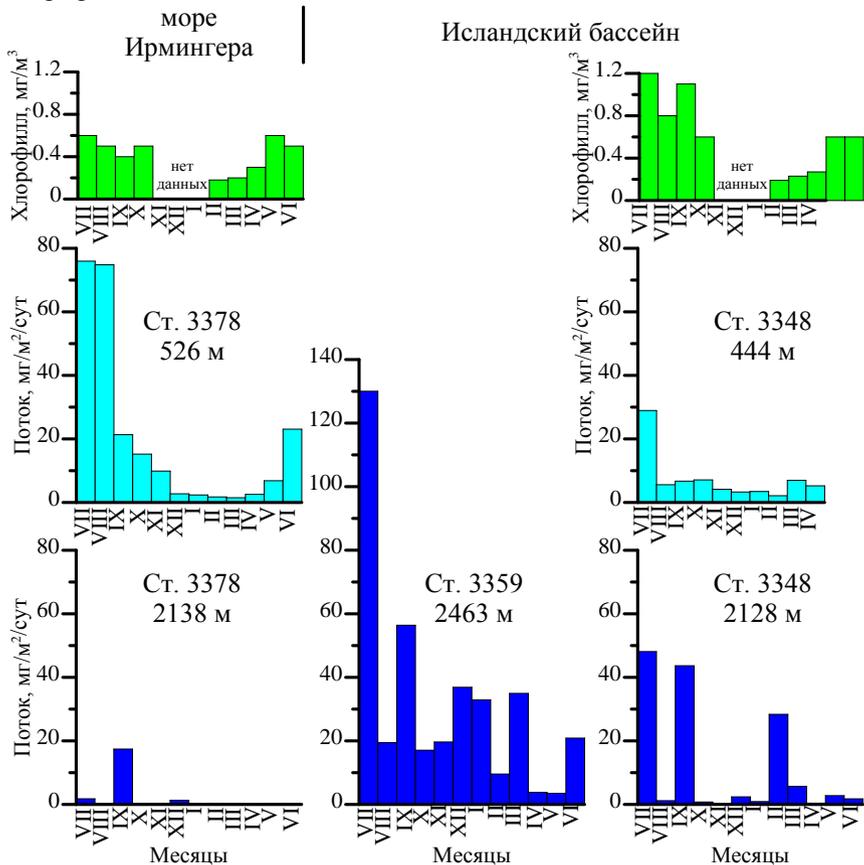


Рисунок 3. Внутригодовая изменчивость хлорофилла (по спутниковым данным) и вертикальных потоков осадочного вещества (по данным многостаканных ловушек «Лотос-3») с июля 2015 г. по июнь 2016 г.

В придонном слое поток вещества определяется, очевидно, изменчивостью придонного нефелоидного слоя под воздействием гидродинамических факторов (течений). Наибольшие потоки у дна на всех трех станциях отмечены в июле и сентябре, выделяется локальный

маскимум в декабре. Единичный пик потока выделен в феврале на ст. 3348.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за общее руководство работами, а также капитану, команде и всему научному составу за помощь в экспедиции. Работы выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ № 14-50-00095. Обработка материала частично выполнена в рамках Госзадания ИО РАН, тема № 0149-2016-0001.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // *Мировой океан*. Т. II. / Отв. ред. Л.И. Лобковский, Р.И. Нигматулин. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. Peinert R., Antia A., Bauerfeind E. et al., Particle Flux Variability in the Polar and Atlantic Biogeochemical Provinces of the Nordic Seas // *The Northern North Atlantic: A Changing Environment*. Ed. by P. Schafer, W. Ritzrau, M. Schlüter, J. Thiede. 2001. Springer. Berlin. P. 53–68.
3. Jonkers L., Brummer G.-J.A., Peeters F.J.C. et al. Seasonal stratification, shell flux, and oxygen isotope dynamics of left-coiling *N. pachyderma* and *T. quinqueloba* in the western subpolar North Atlantic // *Paleoceanography*. 2010. V. 25. PA2204.
4. Collins J.R., Edwards B.R., Thametrakoln K. et al., The multiple fates of sinking particles in the North Atlantic Ocean // *Global Biogeochem. Cycles*. 2015. V. 29. P. 1471–1494.
5. Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Геологические исследования Северной Атлантики в 49-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 5. С. 833–835.
6. Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Геологические исследования в Северной Атлантике в 51-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 3. С. 514–516.
7. Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н. Малая седиментационная ловушка МСЛ-110 // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 746–750.
8. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *J. Geoph. Res.* 2012. Vol. 117. C01014.
9. Политова Н.В., Саввичев А.С., Леин А.Ю. и др. Биогеохимические характеристики летней взвеси Северной Атлантики Этот сборник.

First results of vertical fluxes of sedimentary matter studies using sediment traps located at three moorings in the Atlantic Ocean along N59°30' section are presented. Fluxes rated from 14 to 92 g/m<sup>2</sup>/year. Maximal fluxes determined in the subsurface and bottom nepheloid layers. Seasonal variability of the subsurface fluxes is similar to satellite primary production. Deepwater fluxes depended on hydrodynamic situation.

**Леонов А.В., Подгорный К.А.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; e-mail: [leonov@ocean.ru](mailto:leonov@ocean.ru))

## **Математическая модель перераспределения и динамики взвешенного вещества в мелководной морской системе**

**Leonov A.V., Podgorniy K.A.**

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Mathematical model of particulate matter redistribution and dynamics in shallow marine system**

Ключевые слова: уравнения теории мелкой воды; система уравнений адвекции и турбулентной диффузии; начальные и граничные условия; ВВ-модель; учитываемые природные факторы (ветер, морские течения, температура и соленость морской воды, свойства песчаных донных отложений); технологические данные проведения дноуглубительных работ; расчеты потерь грунта, условия образования взвешенного вещества, его концентрация в воде, аккумуляция на дне

Рассмотрена методика разработки математической модели для изучения распределения концентраций взвешенного вещества в прибрежных морских акваториях для оценки последствий дноуглубительных работ (нарушений естественной морской среды для биоресурсов). Модель вычисляет образование взвешенного вещества, его перераспределение в воде и накопление на дне.

Рассмотрена постановка задачи для разработки модели распространения и динамики взвешенного вещества (ВВ) в прибрежных морских акваториях (приближение вертикальной квазиоднородности поля течений при существенном интегральном его потоке во всей толще воды). Предусмотрено два этапа расчетов на ВВ-модели: на первом вычисляется собственно среднее движение массы воды на основе модифицированной системы уравнений Сен-Венана (теория мелкой воды) при заданных граничных условиях (непротекания – на твердом контуре, излучения – на жидкой границе, энергетическое – на створах втекающих рек; начальное – состояние полного покоя для скоростей и уровня водной поверхности). Для численного решения применяется неявная разностная схема с переменными направлениями течений. На втором этапе рассматриваются процессы образования и распространения ВВ, описываемые уравнениями адвекции и турбулентной диффузии. Граничные условия включают концентрации ВВ на границе их поступления из точечных источников (например, со стоком рек). Принятая схема численного интегрирования системы уравнений адвекции и турбулентной диффузии основана на методе расщепления по физическим процессам и пространственным координатам; включает 4 этапа с последовательным решением: уравнений адвекции за счет среднего движения, гравитационного осаждения ВВ, турбулентного рассеяния в горизонтальной плоскости, локальные процессы седиментации ВВ и взмучивания донных осадков (ДО), поступление ВВ из точечных и

распределенных источников внутри расчетной области.

Обсуждаются примеры эмпирической параметризации характеристик включаемых в рассмотрение процессов: скоростей осаждения ВВ и взмучивания ДО в зависимости от придонного касательного напряжения, составляющих этого напряжения, вызванных средней скоростью течения и ветровым волнением, характеристик волнения и учета шероховатости дна, характеристик кинематической и динамической вязкости. Подробно обсуждаются вопросы флокуляции части, образования и разрушения флоккул, зависимости этого процесса от турбулентных характеристик потока, фрактальной размерности частиц, распределения агрегированных частиц по их размерному составу, методы оценки равновесного размера флоккул и равновесной скорости осаждения флоккул.

Показан пример расчета показателей, которые могут быть получены с помощью эмпирических функций и разработанной модели распространения и динамики ВВ в морской среде, в частности, оценки средней концентрации ВВ, коэффициента горизонтального турбулентного обмена и критических значений касательного напряжения на дне, определяющих начало процессов седиментации ВВ и взмучивания ДО, а также представлены оценки времени присутствия в прибрежной акватории поля мутности воды за счет повышенных концентраций ВВ в водной толще при проведении планируемых работ по байпасингу (извлечению грунта при дноуглублении и его перемещению на другой участок акватории). Специальное внимание уделено рассмотрению особенностей сеточной области при выполнении расчетов пространственно-временной структуры полей мутности морской воды и расчетов толщины слоя частиц ВВ, осевших на поверхности дна после завершения работ по дноуглублению.

Показано применение разработанной модели для решения конкретной практической задачи для прибрежной акватории Балтийского моря – последствий дноуглубительных работ (формирование в воде пятна мутности и распространения ВВ по акватории), и оценке значений ряда параметров, характеризующих условия перераспределения взвешенного вещества в толще воды и на поверхности дна. К таким параметрам относятся продолжительность присутствия в воде пятна мутности, изменения и распределения концентрации ВВ внутри такого пятна и накопления потерь ВВ на дне за весь период работ. Эти параметры входят в перечень характеристик, на основе которых оценивается ущерб биоресурсам (например, бентосным организмам) за счет нарушений естественных условий их обитания после завершения работ по байпасингу.

Необходимые данные для выполнения расчетов на ВВ-модели:

1. количественное описание прибрежного участка моря, на котором предполагается проводить работы по байпасингу (расположение района работ; его границы; средняя и максимальная глубины; площадь всего участка и непосредственного района работ);

2. данные, характеризующие природную морскую среду: сведения о гидрометеорологических и гидрологических параметрах, влияющих на распространение ВВ в морской среде (карты глубин; данные по направлению и скорости ветра и о наиболее характерных особенностях пространственно-временной структуры течений; температуре ( $T_w$ ) и солености ( $S_w$ ) воды);

3. данные о песчаном материале в ДО в районе работ (гранулометрический состав, физико-механические свойства частиц ДО);

4. технологические данные, определяющие условия выполнения работ по байпасингу (режимные характеристики работ; схема работ; технические характеристики судна и используемого оборудования для выборки, загрузки и перемещения грунта, применение которых приводит к появлению и распространению пятна мутности воды в прибрежной зоне – в районе работ и в смежных акваториях);

5. эмпирические данные: разнообразные расчетные зависимости, корреляционные связи, которые описывают взаимосвязи океанологических параметров (характеристики ветра, течений, волнения) и условия перераспределения ВВ; эмпирические зависимости, позволяющие оценивать скорости процессов седиментации ВВ и взмучивания ДО по значениям факторов/параметров морской среды (ветер, волнение, скорости течений и др.); значения многочисленных эмпирических параметров/коэффициентов. При расчетах необходимы дополнительные исследования и тестовые уточнения зависимостей и значений коэффициентов, так как не существует универсальных зависимостей для расчета воздействия океанологических параметров (в частности, волн и течений) на характеристики донной поверхности водоема. При этом могут отличаться как сами эмпирические коэффициенты расчетных зависимостей, так и число рассматриваемых режимов течений, а также количественные критерии их выделения. Все это приводит к тому, что в модели, предназначенной для расчета распространения ВВ, приходится предусматривать использование разных методик оценки воздействия процессов гидродинамики на развитие седиментации ВВ и взмучивания ДО и их возможное уточнение на этапе параметрической настройки модели.

*Район работ* – прибрежная зона Балтийского моря (Калининградская область – от м. Таран до 48 км Куршской косы) с шириной – 500 м от уреза воды в сторону берега и до глубины 30 м в сторону моря. Средняя глубина акватории 27.5 м (26–29 м), площадь участка 2.62 км<sup>2</sup>, глубины 15–30 м, песок может извлекаться для искусственного намыва пляжей в Калининградской области. На участке выделен район мониторинга (РМ) в непосредственной близи от платформы D–6 и участок подводного берегового склона (ПБС). Объем дноуглубительных (перемещения грунта) работ по проекту принят равным 2100 тыс. м<sup>3</sup>, площадь повреждения дна при выборке песка на глубину 1.5 м составит на полигоне 182 га (участок

будет пройден два раза, а за один раз будет разработан слой песчаного грунта толщиной в 75 см).

*Характеристики природной морской среды* – океанологические природные факторы, которые влияют на образование, распределение и распространение ВВ в морской среде (используются данные наблюдений за ветровым режимом, течениями, значениями  $T_w$  и  $S_w$  морских вод в районе работ за период работ).

*Характеристика песчаного материала в ДО в районе работ* - песчаный материал включает частицы песка размером от 0.2 до 2 мм (от мелких до грубозернистых частиц). В расчетах используются данные по гранулометрическому составу предполагаемого к намыву песка.

*Технологические данные по условиям выполнения работ* – сроки дноуглубительных работ – с июня по октябрь (продолжительность 180 сут.). В работах будет использован самоотвозный трюмный землесос «БРАБО» (емкость его трюмов 11650 м<sup>3</sup>, грузоподъемность 18397 т, средняя скорость движения 10 узлов (18 км/час) при среднем расстоянии от полигона работ 18 км; затраты времени на одну ходку 10 ч (6 ч на дноуглубительные работы; 2 ч на переход от места работ до места разгрузки и обратно и 2 ч на разгрузку трюма системой пульпопроводов). Для перемещения 2.1 млн. м<sup>3</sup> песка требуется 180 ходок по 10 ч, всего для работ 1800 ч. Скорость судна при дноуглублении 2 км/ч. Загрузка грунта в трюм с переливом (коэффициент потерь грунта 0.3 для среднезернистых песков).

Проектный объемный вес грунта 1.52 т/м<sup>3</sup>. Суммарная производительность одного насоса гидрорыхления при дноуглублении 2100, а при работе двумя насосами – 4200 м<sup>3</sup>/ч. С учетом возможного перелива из трюма землесоса при его заполнения ожидаемое облако мутности будет охватывать всю глубину рассматриваемой акватории в районе дноуглубительных работ.

Модель рассчитывает: 1. потери грунта на образование взвесей при дноуглубительных работах; 2. потери грунта на образование взвесей при загрузке грунта в трюм землесоса с переливом; 3. средние по вертикали суммарные концентрации ВВ, поступающих в воду при дноуглубительных работах и загрузке грунта в трюм землесоса с переливом; 4. параметры сеточной области акватории, на которой будет проводиться отбор грунта; 5. значения коэффициента горизонтального турбулентного обмена ( $A_n$ )<sub>n</sub> частиц размерных фракции  $n$ ; 6. критических значений касательного напряжения на дне водоема, определяющих начало седиментации ВВ и взмучивания ДО; 7. пространственно-временную структура полей мутности воды на участке работ; 8. толщину слоя частиц ВВ, выпавших на поверхность ДО.

Выполненные расчеты показывают, что для прибрежной акватории Балтийского моря с глубинами 15–30 м процесс формирования пятна мутности воды, продолжительность его присутствия и концентрация ВВ внутри пятна определяются скоростями процессов осаждения и переноса

ВВ течениями. Наиболее значимым параметром, влияющим на указанные показатели, служит гравитационное осаждение ВВ.

Максимальные концентрации ВВ внутри зон мутности воды в период проведения дноуглубительных работ могут превышать 10–15 г/л. Принятое общее время работы землесоса 6 ч, средняя скорость оседания ВВ – ~0.65 см/с, а общее время ее оседания на разных глубинах составит 45–85 минут. Таким образом, среднее время присутствия в воде пятна мутности после окончания дноуглубительных работ и загрузки грунта в трюм землесоса не превышает 1 ч. Если дополнительно учесть, что гидравлическая крупность частиц с диаметром 0.05–0.1 мм составляет ~0.2 см/с, то время гравитационного оседания этой фракции при глубинах 15–30 м составит 125–250 минут. Однако доля этой фракции, согласно гранулометрического состава ВВ, всего 1.6%. Поэтому можно принять, что среднее время пребывания пятна мутности в воде при проведении дноуглубительных работ и после их окончания составит 8–10 ч.

Важным итогом моделирования процесса распространения взвесей при проведении дноуглубительных работ является возможность расчета толщины слоя выпавших на дно осадков (оценен равным 6 см).

Проведение работ по байпасингу нарушает естественные условия обитания водных биоресурсов (в частности, бентосным организмам). Полученные значения параметров, характеризующие изменяющиеся условия перераспределения концентраций ВВ в водной среде и на поверхности ДЮ, могут быть использованы для последующей оценки ущерба, наносимого при проведении дноуглубительных работ водным биоресурсам.

Methodology of the developing a mathematical model to study of the particulate matter distribution and dynamics in coastal marine areas is examined for estimating the consequences of the sediment dredging (and the disturbance of the natural marine environment for bioresources). The model calculates the formation of particulate matter, its redistribution in water environment and accumulation at the bottom.

**Масленникова А.В.<sup>1</sup>, Белогуб Е.В.<sup>1</sup>, Шевченко В.П.<sup>2</sup>,  
Герланд С.<sup>3</sup>, Маслов А.В.<sup>4</sup>, Блинов И.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт минералогии УрО РАН, Миасс, e-mail: belogub@mineralogy.ru; <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширишова РАН, Москва; <sup>3</sup>Norwegian Polar Institute, Fram Centre, Tromsø; <sup>4</sup>Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург)

**Новые данные о составе осадочного материала из дрейфующих льдов в проливе Фрама**

**Maslennikova A.V.<sup>1</sup>, Belogub E.V.<sup>1</sup>, Shevchenko V.P.<sup>2</sup>, Gerland S.<sup>3</sup>, Maslov A.V.<sup>4</sup>, Blinov I.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Mineralogy, UB, RAS, Miass; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow; <sup>3</sup>Norwegian Polar Institute, Fram Centre, Tromsø; <sup>4</sup>Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB, RAS, Yekaterinburg)

**New data on the composition of ice-rafted sediments in the Fram Strait**

Ключевые слова: ледовый перенос, Северный Ледовитый океан, пролив Фрама, состав пелитового и алевроито-песчаного материала, спорово-пыльцевые спектры

Проанализирован осадочный материал в дрейфующих льдах пролива Фрама. Высказано предположение, что он включает как материал, захваченный образующимся льдом при взмучивании поверхностного слоя донных осадков в мелководных районах восточной части моря Лаптевых или Восточно-Сибирского моря, расположенных вблизи устьев крупных рек, так и продукты дальнего атмосферного переноса, к числу которых принадлежит пыльца сосны, кедра, ели и березы.

Осадочный материал, транспортируемый дрейфующими льдами (IRS, *ice-rafted sediments*), несет важную информацию о его источниках, путях перемещения и т.д. [1, 2 и др.]. История исследований IRS в Арктике насчитывает уже несколько десятилетий [2, 3 и др.].

Нами изучены пробы IRS (HS-I-1, HS-II-3 и HS-VI), отобранные С. Герландом в проливе Фрама в августе 2000 г. в рейсе ARK XVI/1 НИС “Полярштерн” (рис. 1). Подготовка их к исследованиям включала: 1) мокрый рассев на сите 0.1 мм для выделения алевропесчанистой фракции; 2) обработку ультразвуком, 0.5 часа; 3) взбалтывание пробы с дистиллированной водой в химическом стакане с высотой столба воды >20 см. Тонкая фракция (<2 мкм) удалена из верхних 20 см водного столба после отстаивания в течение 16 часов по методике [4]. Полученная фракция центрифугировалась, высушивалась и взвешивалась. После центрифугирования материала проб HS-I-1, HS-VI жидкость опалесцировала, что указывает на коллоидный характер раствора. Химическая обработка проб для удаления органической составляющей не

применялись. Полученная свободная фракция составила для пробы HS-I-1 – 4.06 мас. %, пробы HS-II-3 – 0.05 мас. %, пробы HS-VI – 2.25 мас. %.

Минеральный состав валовой пробы и фракции <2 мкм определен при помощи рентгеноструктурного анализа методом Ритвельда (программный пакет SIROQUANT, дифрактометр SHIMADZU XRD-6000, Cu-K $\alpha$  излучение с монохроматором, скорость съемки – валовые пробы 2°/мин, глинистая фракция – 1°/мин). Для уточнения состава тонкой фракции привлечены данные термогравиметрического анализа (дериватограф Q-1500D, скорость съемки 10 град/мин, диапазон 20–980°C).

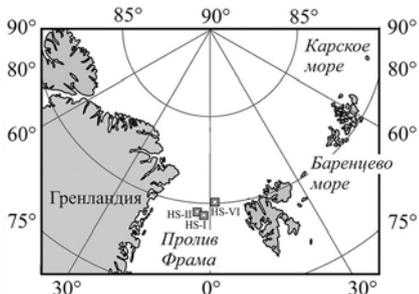


Рисунок 1. Положение мест отбора проб IRS.

Основу изученных проб составляют слоистые силикаты (мусковит, биотит, хлорит и их гидратированные разновидности), кварц, полевые шпаты (альбит, плагиоклаз среднего состава, ортоклаз), встречаются амфиболы ряда актинолит–роговая обманка. Во всех пробах присутствуют органические, преимущественно растительные, остатки. Фракция <2 мкм состоит из глинистых минералов – неупорядоченных смешанослойных образований (ряды слюда–сметит и хлорит–сметит). Существенную роль играет в ее составе каолинит. В то же время в ней нет полевых шпатов и резко уменьшается количество кварца. Следует отметить также значительное возрастание в тонкой фракции количества рентгеноаморфной фазы, включающей, по-видимому, и субколлоидные частицы минерального и органического происхождения. О присутствии непреобразованной или слабо преобразованной органики в пробах свидетельствует низкая температура ее выгорания – на термограммах сильный экзотермический эффект наблюдается в диапазоне 200–350°C (максимум 280–300°C).

Алевропесчаная фракция проб при общем сходстве, различается деталями. В пробах HS-I-1 и HS-II-3 минеральные обломки имеют размер менее 0.05 мкм при преобладающем количестве агломератов тонких частиц силикатов. Наиболее крупные компоненты этой фракции в пробе HS-II-3 – многочисленные растительные остатки. Проба HS-I-1 содержит значительное количество субколлоидных частиц смектитов, образующих при высушивании плотные агрегаты; “разбить” их можно только с

помощью ультразвука и поверхностно-активных веществ. В этих агрегатах встречаются также многочисленные фрагменты диатомовых водорослей пресноводного рода *Aulacoseira* (рис. 2).

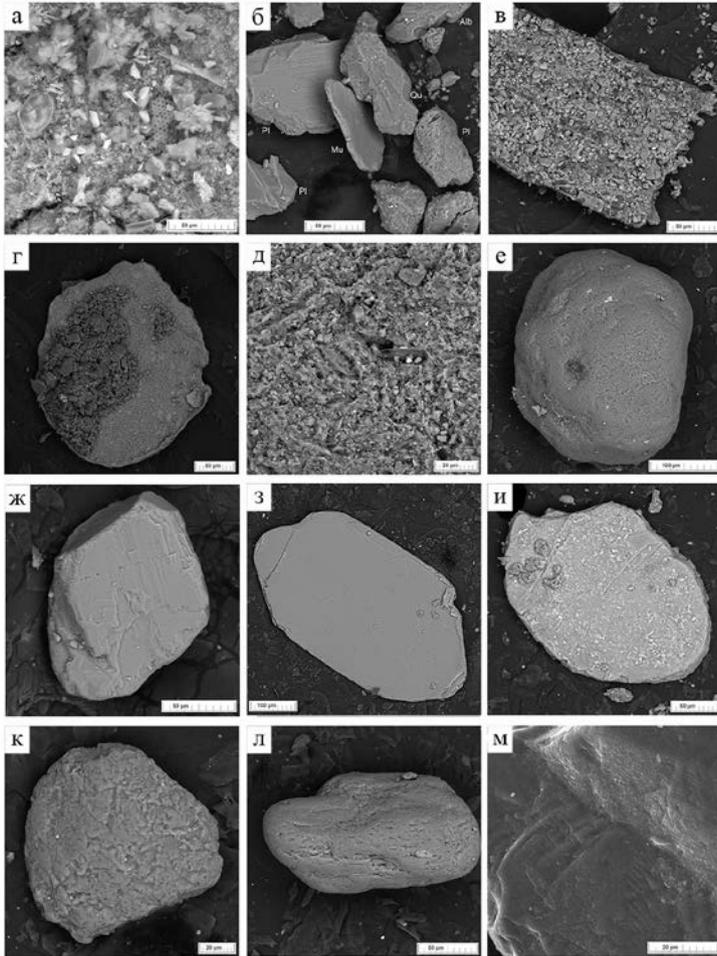


Рисунок 2. Особенности компонентов проб IRS по данным СЭМ.

а, д – органические остатки (обломки диатомовых и других одноклеточных микроорганизмов) среди силикатных минералов; б – компоненты алевритовой фракции (Qu – кварц, Pl – средний плагиоклаз, Alb – альбит, Mu – мусковит); в – растительный детрит с налипшими силикатами; г, и – смектитизированный хлорит; е – окатанный обломок кварца; ж – слабо окатанный обломок альбита; з – чешуйка мусковита; к–м – характер поверхности зерен кварца (к – осаждение опала, л – коррозия, м – поверхность раковистого излома). а, б – проба HS-I-1, в, г – проба HS-II-3, д–и – проба HS-VI.

Обломки размером более 20 мкм представлены только смектитизированными мусковитом, хлоритом и биогитом. О начале смектитизации свидетельствует присутствие на энергодисперсионных спектрах линий Са. Проба HS-II-3 состоит преимущественно из частиц размером <0.5 мкм. В ней присутствуют многочисленные растительные остатки, обломки костей мелких рыб (?) и растений с налипшими на них минеральными частицами. Встречаются полевые шпаты, мусковит, каолинит, иллит и смектитизированный хлорит. Проба HS-VI отличается от других более крупными размерами зерен и присутствием многочисленных растительных остатков. Минеральные обломки представлены кварцем, полевыми шпатами (альбит, средний плагиоклаз, калиевый полевой шпат), амфиболами актинолитового ряда, зернами эпидота, а также слюдами и смектитизированным хлоритом. Обломки имеют различную степень окатанности; это указывает в целом на их незначительное преобразование в прибрежных зонах мелководья с активной динамикой среды. Поверхность зерен кварца часто неровная, что обусловлено как регенерацией их аморфным кремнеземом, так и коррозией.

Споро-пыльцевой анализ проб IRS проведен по общепринятой методике [5 и др.]. Образцы последовательно обрабатывались соляной кислотой, щелочью и подвергались длительному кипячению с плавиковой кислотой. Полученные препараты характеризовались крайне малым количеством пыльцевых зерен и спор и значительной долей деформированной пыльцы. В каждом препарате подсчитано не менее 150 пыльцевых зерен и спор. Процент участия таксонов в формировании спорово-пыльцевых спектров (СПС) вычислялся из суммы пыльцы, не включающей деформированные пыльцевые зерна. Содержание последних рассчитывалось из общей суммы.

Спорово-пыльцевые комплексы в пробах IRS представлены пыльцой и спорами ветроопыляемых/анемофильных растений. В них преобладает пыльца сосны (*Pinus sylvestris*), кедра (*Pinus sibirica*), ели (*Picea spp.*) и березы (*Betula spp.*), переносимая на значительные (500–1000 км) расстояния [6]. В препаратах обнаружены лишь единичные пыльцевые зерна разнотравья (*Asteraceae*, *Brassicaceae*, *Ranunculaceae*, *Caryophyllaceae*) и споры папоротникообразных (*Polypodiaceae*, *Lycopodium spp.*), что предполагает отсутствие или ничтожную роль локальной растительности в формировании СПС. Для пробы HS-I-1 характерно максимальное содержание пыльцы ели (*Picea spp.*) и спор сфагновых мхов (*Sphagnum spp.*). Пыльца древесных растений в пробе HS-II-3 принадлежит, в основном, березе (*Betula spp.*). Для нее отмечено также высокое содержание пыльцы анемофильных трав, представленных, главным образом, злаками (*Poaceae*) и полынью (*Artemisia spp.*). Наибольшее содержание пыльцы древесных растений (82%) характерно для СПС пробы HS-VI. Кроме того, для него отмечается самый высокий процент деформированных зерен (19%), что может быть связано, как с дальностью

переноса, так и с условиями накопления пыльцы и спор. Присутствуют здесь фрагменты головных капсул *Chironomidae* и створок *Bosminidae*. Кроме спор грибов, во всех пробах обнаружены единичные колонии зеленых микроводорослей *Pediastrum boryanum* (Turpin) Meneghini.

Приведенные данные позволяют предполагать, что исследованные пробы IRS включают как осадочный материал, захваченный образующимся льдом при взмучивании поверхностного слоя донных осадков в мелководных районах восточной части моря Лаптевых или Восточно-Сибирского моря, расположенных вблизи устьев рек, так и продукты дальнего атмосферного переноса, к числу которых принадлежит пыльца сосны, кедра, ели и березы.

Авторы признательны экипажу НИС «Поларштерн» за помощь в экспедициях, академику А.П. Лисицыну и профессору Й. Тиде (J. Thiede) за ценные советы.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИО РАН (проект № 0149-2016-0001) и при финансовой поддержке проекта УрО РАН 15-15-5-4.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D. et al. Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // *Marine Geology*. 1994. V. 119. P. 185–214.
2. Lisitzin A.P., Shevchenko V.P. Glacial-marine sedimentation // *Encyclopedia of Marine Geosciences* / J. Harff, M. Meschede, S. Petersen, J. Thiede (Eds). Dordrecht: Springer Science+Business Media, 2016. P. 288–294.
3. Шевченко В.П., Маслов А.В., Лисицын А.П. и др. Элементный состав осадочного материала дрейфующих льдов Арктики // *Вопросы географии*. Вып. 142. География полярных регионов. М.: «Кодекс», 2016. С. 390–413.
4. Hubert F, Caner L., Meuner A., Ferrage E. Unraveling complex <2 µm clay mineralogy from soils using X-ray diffraction profile modeling on particle-size sub-fractions: Implications for soil pedogenesis and reactivity // *American Mineralogist*. 2012. V. 97. P. 384–398.
5. Faegri K., Iversen J. *Textbook of pollen analysis*. Chichester: John Wiley and Sons, 1989. 328 p.
6. Некрасова Т.П. Пыльца и пыльцевой режим хвойных Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. 169 с.

Sedimentary material from the drifting ice of the Fram Strait has been analyzed. It is suggested that it includes both the material captured during the ice formation in conditions of the resuspension of the surface layer of bottom sediments in shallow areas of the eastern part of the Laptev Sea or the East Siberian Sea, located near the mouths of large rivers, and products of distant atmospheric transport, which belongs to the pollens of pine, cedar, spruce and birch.

**Мельникович Е.А., Таловская А.В.**

(Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск,  
e-mail: [melhmell@gmail.com](mailto:melhmell@gmail.com))

**Исследование вещественного состава твердой фазы снега в окрестностях угольной теплоэлектростанции в бассейне р. Томь**

**Melnikovich EA, Talovskaya A.V.**

(National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk)

**Study of phase composition of the solid phase of snow in the vicinity of a coal-fired power plant in the Tom River basin**

Ключевые слова: снег, аэрозоли, электронная сканирующая микроскопия, пылевая нагрузка

Проведено исследование вещественного состава твердой фазы снежного покрова в окрестностях угольной ТЭЦ г. Северска, расположенной в бассейне р. Томь. Обнаружен очень высокий уровень загрязнения и опасная экологическая ситуация в северо-восточном направлении от электростанции. Мы обнаружили минеральные и техногенные частицы разного размера, которые могут воздействовать на органы дыхания человека.

На здоровье населения влияют различные факторы внешней среды, но особое место занимает загрязнение атмосферного воздуха выбросами от деятельности предприятий ТЭК [1]. Учитывая то, что в России на электростанциях тенденция увеличения расхода угля за счет сокращения доли газа, проблемы здоровья населения и загрязнения окружающей среды обостряются. Специфика загрязнения атмосферного воздуха напрямую влияет на структуру заболеваемости проживающего на данной территории населения. Выбросы теплоэнергетики вызывают в большей степени заболевания дыхательных путей [2]. Снежный покров используется в качестве индикатора состояния атмосферы поскольку он является эффективным накопителем загрязнений и отражением состояния атмосферного воздуха за один год [3]. В основном исследования направлены на изучение химического состава снежного покрова, в то время как мало внимание уделяется изучению вещественного состава твердой фазы снега, состоящей из пылевых частиц, осевших из атмосферы [4].

В данной работе проводилось исследование вещественного состава твердой фазы снежного покрова в окрестностях угольной ТЭЦ г. Северска, оказывающая негативное воздействие на окружающую среду [5]. ТЭЦ расположена в бассейне р. Томь. В период таяния снега накопившиеся загрязняющие вещества переходят в сопредельные среды, в том числе в р. Томь.

Отбор проб снежного покрова в окрестностях «ОАО Северские

теплосистемы» (ТЭЦ г. Северска) производился в феврале 2014 г. (отбор и подготовка проб – бакалавр ТПУ Монасыров И.И.). Всего было отобрано 7 проб снега. Работы по отбору и подготовке проб выполнялись с учетом методических рекомендаций, приводимых в работах [6–11]. Согласно [9] перенос загрязнений фиксируется на расстоянии от 10 до 40 эффективных высот труб промышленных предприятий, основной перенос загрязнений осуществляется согласно главенствующему направлению ветра. Поэтому при планировании точек отбора учитывали эти рекомендации. Высота трубы ТЭЦ г. Северска составляет 125 м, главенствующее направление ветра – юго-западное. Пробы отбирались в северо-восточном и юго-западном направлениях. Расстояние от трубы до точек отбора снега в северо-восточном направлении составляло 0.5; 1; 1.66; 2.31; 2.91 км. После отбора и подготовки проб проводится расчет пылевой нагрузки согласно работам [7, 8]. Определение гранулометрического состава проб, отобранных в северо-восточном направлении на расстоянии 0.5; 1.66; 2.91 км, осуществлялось через сита размерностью 0.25–0.5; 0.125–0.25; 0.1–0.125; 0.04–0.1 и менее 0.04 мм. Вес каждой пробы составил 1 г. По итогам просеивания определяли процентное содержание каждой фракции в пробах. Определение минеральных и техногенных частиц в пробе, отобранной на расстоянии 1.6 км, осуществляли с на сканирующем электронном микроскопе S-3400N фирмы Hitachi (Япония) с приставкой для микроанализа фирмы Bruker (Германия). Все исследования выполняли в учебно-научных лабораториях МИНОЦ «Урановая геология» на базе кафедры ГЭГХ ТПУ.

В результате исследования было определено, что пылевая нагрузка по мере удаления от трубы в северо-восточном направлении уменьшается (табл.). При этом величина пылевой нагрузки по мере удаления от трубы изменяется от максимального уровня загрязнения и чрезвычайно опасной экологической ситуации до очень высокого уровня и очень опасной ситуации в соответствии с градацией в работах [7, 8, 12].

Таблица. Пылевая нагрузка и фракционный состав проб твердой фазы снега в северо-восточном направлении от труб ТЭЦ г. Северска, 2014 г.

| Фракция, мм                                   | Расстояние от труб, км |      |      |
|---|------------------------|------|------|
|   | 0.5                    | 1.66 | 2.91 |
|   | Содержание, в %        |      |      |
| 0.25–0.5                                      | 4.7                    | 0.8  | 0.5  |
| 0.125–0.25                                    | 17.0                   | 8.6  | 5.0  |
| 0.1–0.125                                     | 6.1                    | 8.4  | 5.1  |
| 0.04–0.1                                      | 36.5                   | 59.5 | 70.6 |
| <0.04   | 16.5                   | 9.1  | 3.6  |
| Пылевая нагрузка,<br>мг/м <sup>2</sup> * сут. | 938                    | 750  | 518  |

Примечание: <200 мг/м<sup>2</sup>\* сут. – низкий уровень загрязнения и неопасная

экологическая ситуация; 200–300 мг/м<sup>2</sup>\*сут. – средний уровень загрязнения и умеренно опасная экологическая ситуация; 300–500 мг/м<sup>2</sup>\*сут. – высокий уровень загрязнения и опасная экологическая ситуация; 500–800 мг/м<sup>2</sup>\*сут. – очень высокий уровень загрязнения и очень опасная экологическая ситуация; > 800 мг/м<sup>2</sup>\*сут. – максимальный уровень загрязнения и чрезвычайно опасная экологическая ситуация [7, 8, 12]. Фоновая величина пылевой нагрузки – 7 мг/м<sup>2</sup>\*сут. [11].

Средняя величина пылевой нагрузки (735 мг/м<sup>2</sup>\*сут.) в 7 раз превышает фоновое значение (7 мг/м<sup>2</sup>\*сут [11]) и формирует очень высокий уровень загрязнения и очень опасную экологическую ситуацию по градации [7, 8, 12].

Установлена закономерность, что величина пылевой нагрузки по мере удаления от труб ТЭЦ изменяется за счет изменения процентного соотношения фракций, полученных с помощью гранулометрического анализа проб (табл. 1). Наиболее крупные фракции 0.25–0.5 и 0.125–0.25 мм в пробах уменьшаются по мере удаления. Содержание фракции 0.04–0.1 мм с увеличением расстояния возрастает. Процентное содержание фракции менее 0.04 мм на расстоянии 2.91 км от трубы снижается. Преобладающей фракцией во всех пробах является фракция размером 0.04–0.1 мм, т.е. одна из наиболее мелких фракций. С увеличением расстояния (от 0.5 до 2.91 км) количество данной фракции увеличивается, поскольку с увеличением высоты трубы, увеличивается дальность переноса более мелкой фракции.

По данным электронной сканирующей микроскопии, состав пробы, отобранной на расстоянии 1.66 км от ТЭЦ, представлен минеральными и техногенными частицами. Сферические техногенные образования, т.е. микросферулы, состоят из Ca, Ti, Fe, Ba, Ca (рис.).

Определены микросферулы, относящиеся к крупным (размером от 2.5 до 10 мкм) и мелким (размером менее 2.5 мкм) частицам согласно классификации [13]. В пробе обнаружено значительное количество оксидных минеральных форм, таких как оксиды Zn, Fe, Ca размером от 0,5 до 10 мкм, вероятно образующиеся во время сжигания угля и содержащиеся в золе уноса угольных ТЭЦ [14].

В целом по результатам исследования было выявлено, что в северо-восточном направлении от ТЭЦ г. Северска сформирован очень высокий уровень загрязнения и опасная экологическая ситуация. Твердые частицы в снежном покрове содержат минеральные и техногенные фазы различного размера, способные оказывать негативное воздействие на респираторные органы человека. Полезным будет установка дополнительного пылеулавливающего оборудования для снижения количества выбросов в атмосферный воздух.

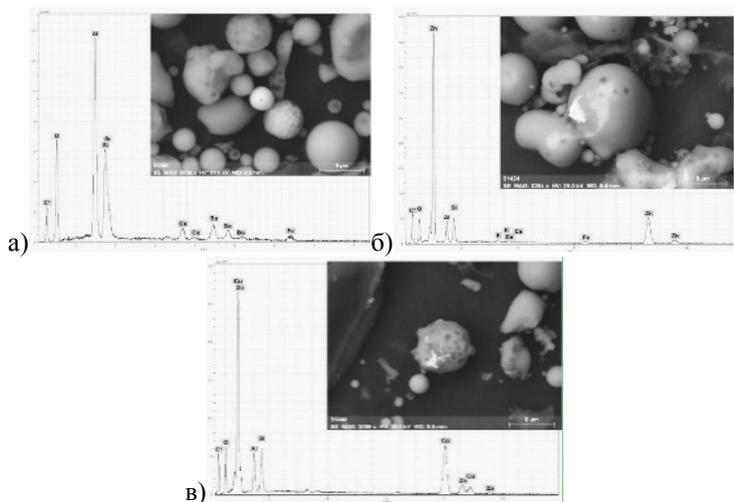


Рисунок. Некоторые виды частиц в снежном покрове в окрестностях угольной теплоэлектростанции г.Северска (результаты электронной сканирующей микроскопии): а) алюмосиликатная сферула с примесями Са, Ва, Sr, Fe (2.97 мкм), б) оксид Zn на алюмосиликатной сферуле(4.69 мкм), в) сплав Cu и Zn на микросферуле (1.4 мкм)

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ревич Б.А. К оценке влияния деятельности ТЭК на качество окружающей среды и здоровье населения // Проблемы прогнозирования. Москва, 2010. №4. С. 87–99.
2. Селюнина С.В., Петров Б.А., Цапков П.И. Заболеваемость населения, проживающего в зонах влияния атмосферных выбросов городских предприятий теплоэнергетики // Вятский медицинский вестник. 2005. № 2. С. 64–67.
3. Галеева Э.М., Хафизова И.А., Хасанова Э.И. Пространственная структура загрязнения снежного покрова г. Уфы // Вестник Удмуртского университета. 2014. № 4. С. 7–11.
4. Шевченко В.П., Воробьев С.Н., Кирпотин С.Н. и др. Исследование нерастворимых частиц в снежном покрове Западной Сибири на профиле от Томска до эстуария Оби// Оптика атмосферы и океана. 2015. № 6. С. 499–504.
5. Годовой отчет ТВЭЛ за 2015 г. Электрон. Текстовые дан. Москва, 2015. Режим доступа: [http://www.tvel2015.ru/ru/section\\_0\\_0/](http://www.tvel2015.ru/ru/section_0_0/), свободный.
6. Бортникова С.Б., Рапуга В.Ф., Девятова А.Ю. и др. Методы анализа данных загрязнения снегового покрова в зонах влияния промышленных предприятий (на примере г. Новосибирска) // Геоэкология. 2009. № 6. С.

515–525.

7. Сагт Ю. Е., Ревич Б. А., Янин Е. П. и др. Геохимия окружающей среды. Москва, 1990. 335 с.

8. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территории городов химическими элементами. М.: Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии Редких элементов, 1982. 112 с.

9. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. РД 52.04.186 № 2932-83. М.: Госкомгидромет, 1991. 693 с.

10. Филимоненко Е.А., Таловская А.В., Язиков Е.Г. и др. Минералогия пылевых аэрозолей в зоне воздействия промышленных предприятий г. Томска // *Фундаментальные исследования*. 2013. № 8(3). С. 760–765.

11. Язиков Е.Г., Голева Р.В., Рихванов Л.П. и др. Минеральный состав пылеаэрозольных выпадений снегового покрова Томской агропромышленной агломерации // *Записки Всероссийского минералогического общества*. 2004. №5. С. 69–78.

12. Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Власов Д.В. и др. Геохимия снежного покрова в восточном округе Москвы // *Вестник Московского университета*, 2012. № 4. С. 14–24.

13. Pope C.A., Dockery D.W. Health Effects of Fine Particulate Air Pollution: Lines that Connect // *Journal of the Air & Waste Management Association*. 2006. V. 56 (6). P. 709–742.

14. Кизильштейн Л.Я. Экогеохимия элементов-примесей в углях. Ростов-на-Дону: Изд-во Северо-Кавказский научный центр высшей школы, 2002. 295 с.

The snow was studied in the vicinity of a coal-fired power plant in the city of Seversk, a place in the basins of river Tom. It was found that a very high level of pollution and a dangerous ecological situation formed in the north-east direction from the power plant. We identified mineral and technogenic particles of different sizes, which can effect on human respiratory organs.

**Митяев М.В.<sup>1</sup>, Бахмет И.Н.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск; e-mail: [mityaev@mmbi.info](mailto:mityaev@mmbi.info); <sup>2</sup>Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск)

## **Влияние взвешенного вещества на сердечную активность двустворчатых моллюсков (*Mytilus edulis* и *Modiolus Modiolus*)**

**Mityaev M.V.<sup>1</sup>, Bakhmet I.N.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Murmansk Marine Biological Institute KRC, Murmansk; <sup>2</sup>Institute of Biology KarRC RAS, Petrozavodsk)

## **Influences of sedimentary matter on heart activity in bivalvia blue mussels (*Mytilus edulis* and *Modiolus Modiolus*)**

Ключевые слова: сердечный ритм, взвесь, мидии, модиолусы

Для Карельского берега Белого моря впервые проведены натурные наблюдения связи концентрация ВВ в морской воде и сердечной активности двустворчатых моллюсков *Mytilus edulis* и *Modiolus modiolus* в зимний, летний и осенний периоды. Показана высокая зависимость частоты сердечных сокращений моллюсков от концентрации ВВ выраженная брадикардий. Зависимость сердечной активности моллюсков при изменении концентрации ВВ четко проявляется в безледных условиях. В подледных условиях ВВ не оказывает влияние на сердечную активность моллюсков. Экспериментальные работы подтверждают данную зависимость.

Мидии являются объектами интенсивных исследований по многим причинам. Во-первых, они используются как пищевой ресурс, во-вторых, как биоиндикаторы окружающей среды [1]. Исследованию активности литоральных животных посвящено большое количество работ [2, 3], а аналогичных работ в сублиторали мало. Благодаря методике дистанционной регистрации сердечной активности морских беспозвоночных [1], исследователи получили возможность фиксировать частоту сердечных сокращений (ЧСС) в реальном времени [4–6]. Эксперименты в *in situ* показали, что главным фактором варибельности ЧСС, является скорость течения воды [7]. В то же время в морской воде концентрация ВВ постоянно меняется [8, 9]. Мидии – это фильтраторы, поэтому их ЧСС должна зависеть от количества и качества sestona.

*Материалы и методы.* Натурные исследования проводились на базе ББС «Картеш», в июне 2013 г., марте, июне, сентябре и октябре 2014 г. В работе использовали мидии численностью 27 экземпляров и модиолусы, численность 17 экземпляров. ЧСС измеряли каждые 2–3 часа стандартным методом [7, 10].

Концентрация ВВ определялась стандартным методом [8, 9], синхронно измерялась температура и соленость морской воды.

Перед экспериментом моллюски трое суток акклиматизировались, затем

к раковинам животных приклеивали оптические сенсоры и помещали в 4 аквариума. Эксперимент состоял из непрерывной регистрации ЧСС моллюсков до и после внесения в морскую воду ВВ. В аквариуме №1 создавали высокую концентрацию ВВ (6 мг/л), в № 2 среднюю (0.57 мг/л), в №3 низкую (0.1 мг/л) [8, 9], аквариум № 4 использовался в качестве контроля. ЧСС измерялась 9 часов после внесения ВВ, далее однократно через 24 часа 3 дня.

*Результаты натурных наблюдений.* Отбор проб и регистрация ЧСС 19.06.13 г. были начаты и завершены на половине прилива. В течение дня  $t^{\circ}\text{C}$  воды повышалась на  $0.8^{\circ}\text{C}$ , вечером снизилась на  $0.2^{\circ}\text{C}$ . Соленость изменялась мало и зависела от фазы прилива. Концентрация ВВ постепенно снижалась до полного отлива, а затем на половине прилива увеличилась почти в 2 раза. Отбор проб и регистрация ЧСС 25.06.14 г. были начаты и завершены в полный отлив. Изменения  $t^{\circ}\text{C}$  и солености воды были небольшими и подчинялись приливоотливному циклу. Изменение концентрации ВВ происходят синхронно с приливом.

Наблюдались сильные различия в  $t^{\circ}\text{C}$  и солености воды между двумя летними станциями, что, возможно, повлияло на ЧСС моллюсков (мидии в 2013 г. –  $14.2 \pm 0.3$ , в 2014 г. –  $11.6 \pm 0.6$ , модиолусы в 2013 г. –  $11.3 \pm 0.3$ , в 2014 г. –  $8.4 \pm 0.2$  удара в минуту). Средняя концентрация ВВ на станциях одинаковая ( $0.55 \pm 0.09$  мг/л в 2013 г. и  $0.55 \pm 0.05$  мг/л в 2014 г.), но диапазон изменений разный ( $0.42$  мг/л в 2013 г. и  $0.21$  мг/л в 2014 г.). Диапазон изменения ЧСС в 2013 г.  $< 1.5$  ударов в минуту, в 2014 г.  $3.5$  удара в минуту, вероятно, мидии более чутко реагируют на изменения концентрации ВВ в холодной воде, но при снижении концентрации ВВ ЧСС моллюсков увеличивалась.

Отбор проб и измерение ЧСС активности 16.03.14 г. были начаты и завершены на половине отлива. В течение отлива и в начале прилива  $t^{\circ}\text{C}$  воды постепенно повышалась, в дальнейшем не менялась. Соленость изменилась на 5‰ в соответствие с приливным циклом. Концентрация ВВ снижалась до половины прилива, а затем резко увеличилась. Зимой наблюдаются минимальные  $t^{\circ}\text{C}$  воды и ЧСС, но ЧСС не зависит от фазы прилива и солености. Средняя концентрация ВВ не отличается от летней ( $0.54 \pm 0.13$ ), но диапазон изменения больше ( $0.74$  мг/л). Диапазон же ЧСС минимальный ( $< 0.5$  удара в минуту). ЧСС моллюсков в 2–4 раза меньше, чем летом и осенью, но отмечается отклик мидий на снижение концентрации ВВ  $< 0.35$  мг/л, а модиолусы наоборот реагировали на повышение концентрации ВВ.

Отбор проб и регистрация ЧСС 1.10.14 г. были начаты и завершены в полный прилив. Изменения  $t^{\circ}\text{C}$  воды незначительные и подчинены приливоотливному циклу. Диапазон изменения солености аналогичен лету, но ее значения выше. Средняя концентрация ВВ такая же, как летом и зимой ( $0.54 \pm 0.05$  мг/л), а диапазон изменения небольшой ( $0.24$  мг/л). ЧСС

мидий  $9.8 \pm 0.8$ , модиолусов  $6.6 \pm 0.2$  удара в минуту, что ниже летней, но выше зимней. Диапазон изменения ЧСС у мидий 2.5, у модиолусов  $<1$  удара в минуту. Снижение концентрации ВВ  $<0.40$  мг/л вызвало резкое усиление ЧСС у мидий, последующее увеличение концентрации ВВ привело к восстановлению ЧСС. Вероятно, при низких температурах мидии интенсивно реагируют на изменение концентрации ВВ.

*Результаты лабораторного эксперимента.* После создания в аквариуме № 1 высокой концентрации ВВ наблюдался рост ЧСС в течение 2.5 часов (на 3 удара в минуту). Далее ЧСС снижается и через 6 часов возвращается к начальным значениям. Сходная картина наблюдалась при создании в аквариуме № 3 низкой концентрации ВВ. После добавления вещества наблюдался рост ЧСС в течение 2.5 часов (на 1 удар в минуту). Далее ЧСС снижается, а через 6 часов уменьшилась на 2 удара в минуту и стала ниже, чем до начала эксперимента.

В аквариуме № 2 (средние концентрации ВВ) картина несколько иная. После добавления ВВ роста ЧСС в течение 2.5 часов не было, затем ЧСС стала увеличиваться и через 6 часов стала на 2 удара в минуту больше, чем до внесения вещества. Далее ЧСС снижается и через 8 часов с начала эксперимента ЧСС во всех четырех аквариумах выравниваются.

В контрольном аквариуме в первые 3 часа изменений ЧСС не фиксировалось, затем ЧСС снижается с последующим возвращением к исходным значениям. Период изменения ЧСС хорошо укладывается во временной интервал приливоотливной волны.

При дальнейших наблюдениях за ЧСС моллюсков, в течение 3 дней, отмечено синхронность изменения ЧСС во всех аквариумах, при постоянном превышении ЧСС моллюсков в аквариумах, где в воду добавляли вещество над ЧСС контрольных мидий. В аквариумах с разной концентрацией ВВ достоверных отличий не наблюдалось.

*Обсуждение.* В результате наблюдений было выявлено несколько закономерностей. Во-первых, при понижении  $t^{\circ}\text{C}$  воды активность мидий снижается не зависимо от солености. Во-вторых, моллюски могут увеличивать свою активность как в фазу отлива, так в фазу прилива. В-третьих, моллюски чутко реагируют на изменение концентрации ВВ (коэффициент корреляции (без зимнего периода) у мидий  $-0.794$ , у модиолусов  $-0.728$ ). В безледный период снижение концентрации ВВ менее  $0.45$  мг/л вызывали тахикардию у моллюсков, тогда как при росте концентрации ВВ наблюдалась достоверная брадикардия. В подледных условиях такого нет, а у модиолусов фиксируется положительная корреляционная связь ЧСС с концентрацией ВВ ( $0.863$ ). Вероятно, модиолусы (обитатели сублиторали) живут при низких  $t^{\circ}\text{C}$  [11], и низкой концентрация ВВ [8, 9], то, возможно, рост концентрации ВВ заставляет моллюсков активно питаться.

Вероятно, влияние сестон на ЧСС моллюсков объясняется несколькими

причинами. Во-первых, сестон это смесь детрита и минерального вещества [9], и данный феномен можно связать с ростом неорганической части. Известно, что повышенная концентрация минерального вещества способствует замедлению и даже остановке роста моллюсков [12]. Кроме того, при добавлении в воду клеток *Isochrysis galbana* скорость фильтрации моллюсков не уменьшается, а добавление такого, же количества каолинита приводило к ее достоверному снижению [13]. Исследователи так же отмечали отрицательную корреляцию между скоростью фильтрации и концентрацией минеральных частиц [14]. Во-вторых, снижение концентрации ВВ, возможно, заставляет моллюсков фильтровать больше воды, чтобы получить нужное количество питательных веществ.

Экспериментальные работы подтверждают зависимость ЧСС от концентрации ВВ, но в отличие от природных условий моллюски реагируют на повышение концентрации ВВ. Здесь необходимо отметить, что мидии не кормились, следовательно, первичная реакция и должна заключаться в повышении скорости фильтрации, и, соответственно, ЧСС. При этом, моллюски начинают переваривать все, не выбирая [15], а высокие и средние концентрации ВВ вызывают изменения ЧСС разной силы (высокая 2–4 удара в минуту, средняя – 1–2 удара в минуту). Известно, что добавление любого количества вещества вызывает раздражение механорецепторов моллюсков, расположенных на ресничках жабр [16]. В связи с этим может повышаться как скорость фильтрации, так и выделение слизи для смыва неорганики. Оба действия вызывают повышение обмена веществ, что и отражается в тахикардии. Возможно, высокая концентрация ВВ провоцирует два процесса одновременно, а средняя только один из них.

Дальнейшее изменение ЧСС (возвращение к контрольному уровню) показывает, что 5–6 часов вполне достаточно для моллюсков, чтобы отфильтровать добавленный сестон. Для проверки данной гипотезы необходимы дополнительные эксперименты.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Погребов В.Б. Патент СССР № 1606935, 1990.
2. De Vries M.C., Tankersley R.A., Forward R.B., Kirby–Smith W.W., Leuttich R.A. Abundance of estuarine crab larvae is associated with tidal hydrologic variables // *Mar. Biol.* 1994. V. 118. P. 403–413.
3. Saigusa M. Entrainment of tidal and semilunar rhythms by artificial moonlight cycles // *Biol. Bull. Mar. Biol. Lab. Woods Hole.* 1988. V. 174. P. 126–138.
4. Bakhmet I.N., Berger V.Ja., Khalaman V.V. The effect of salinity change on the heart rate of *Mytilus edulis* specimens from different ecological zones // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 2005. V. 318. Is. 2. P. 121–126.
5. Marshall D.J., McQuaid C.D. Seasonal and diel variations of in situ heart rate of the intertidal limpet *Siphonaria oculus* Kr. (Pulmonata) // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 1994. V. 179. № 1. P. 1–9.

6. Santini G., Williams G.A., Chelazzi G. Assessment of factors affecting heart rate of the limpet *Patella vulgata* on the natural shore // *Mar. Biol.* 2000. V. 137. P. 291–296.
7. Бахмет И.Н., Здоровенов Р.Э. 2010. Вариабельность сердечной активности у двустворчатых моллюсков *Mytilus edulis* и *Modiolus modiolus* // *Биология моря.* 2010. Т. 36, № 3. С. 228–232.
8. Митяев М.В., Герасимова М.В. Динамика содержания взвеси в губе Чупа Карельского побережья Белого моря в летне–осенний период // *ДАН.* 2010. Т. 435. № 3. С. 399–402.
9. Митяев М.В., Бергер В.Я. Сезонная изменчивость концентрации водной взвеси в губе Чупа (Белое море) // *Океанология.* 2014. Т. 54. № 3. С. 368–377.
10. Depledge M.H., Andersen B.B. A computer–aided physiological monitoring system for continuous, long–term recording of cardiac activity in selected invertebrates // *Comp. Biochem. Physiol.* 1990. V. 96A. № 4. P. 473–477.
11. Бабков А. И. Краткая гидрологическая характеристика губы Чупа, Белое море // *Экологические исследования возможных объектов фауны Белого моря для марикультуры.* Л.: ЗИН АН СССР. 1982. С. 1–16.
12. Widdows J., Fieth P., Worrall C. M. Relationship between seston, available food and the common mussel *Mytilus edulis* // *Mar. Biol.* 1979. V. 50. P. 195–207.
13. Maire O., Amouroux J.M., Duchêne J.C., Grèmare A. Relationship between filtration activity and food availability in the Mediterranean mussel *Mytilus galloprovincialis* // *Mar. Biol.* 2007. V. 152. № 6. P. 1293–1307.
14. Bayne B.L., Widdows J. The physiological ecology of two populations of *Mytilus edulis* L. // *Oecol.* 1978. V. 37. P. 137–162.
15. Arifin Z., Bendell–Young L.I. 1997. Feeding response and carbon assimilation by the blue mussel *Mytilus trossulus* exposed to environmentally relevant seston matrices // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1997. V. 160. P. 241–253.
16. Ward J.E., Shumway S.E. Separating the grain from the chaff: particle selection in suspension– and deposit–feeding bivalves // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 2004. V. 300. P. 83–130.

First time the changeable of environmental factors (temperature, salinity, seston concentration) with parallel cardiac activity recording in Bivalvia *Mytilus edulis* and *Modiolus modiolus* was made during tidal wave in summer, autumn and spring seasons. The changeable relative high changeable of above-mentioned factors and dependence of mollusks' heart rate on seston concentrations was shown: the prominent bradycardia under sedimentary matter increasing took place. Such correlation was marked at summer and autumn seasons. It was not shown that correlation in laboratory experiments.

**Паутова Л.А., Демидов А.Б., Гладышев С.В., Политова Н.В., Гагарин В.И., Силкин В.А.**

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

**Структура летнего фитопланктона моря Ирмингера (Северная Атлантика)**

**Pautova L.A., Demidov A.B., Gladyshev S.V., Politova N.V., Gagarin V.I., Silkin V.A.**

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

**Summer phytoplankton structure of the Irminger Sea (North Atlantic)**

Ключевые слова: море Ирмингера, фитопланктон, структура, диатомовые, кокколитофориды

В летнее время были определены до 5 типов планктонных фитоценов, соответствующих известным водным массам моря Ирмингера. Доминирующими видами, характеризующими данные фитоцены, были, соответственно: *Rhizolenia hebetata*, *Emiliana huxleyi*, *Thalassiosira* spp., *Coccolithus pelagicus* + *Rhizosolenia borealis* complex, *Chaetoceros decipiens* complex, 2016 (или *Chaetoceros borealis*, 2013–2015) + *Navicula* spp., обитающими до 500-м глубины.

Исследования проводили в июне–июле 2013–2016 гг. в 41, 44, 49 и 51 рейсах НИС «Академик Иоффе» на разрезе по 60° с.ш. от подводного хребта Рейкьянес до южной оконечности Гренландии через центр котловины моря Ирмингера.

Анализ видовой, количественной и пространственной структуры свидетельствует о пестроте состава и сложности происхождения фитопланктона исследованного района. В начале лета здесь одновременно присутствуют два типа сообществ – холодноводное и тепловодное. Холодноводное сообщество, доминантами которого были центрические диатомеи *Thalassiosira hyalina*, *Thalassiosira gravis* и пеннатная диатомея *Pseudo-nitzschia pseudodelicatissima*, фиксировалось в подтермоклинных водах на глубине от 80 до 3200 м с максимумами в слое 50–350 м и представляло собой остатки весеннего цветения. Наибольшая численность *Thalassiosira* spp. отмечена у берегов Гренландии в зоне влияния полярной ветви Восточно-Гренландского течения. Повышенная численность *Pseudonitzschia* spp. была характерна для крайних восточных станций разреза.

Тепловодное сообщество, доминантами которого были тепловодная диатомея *Rhizolenia hebetata*, кокколитофориды *Emiliana huxleyi* (2013, 2014, 2015 г) и *Coccolithus pelagicus* (2015 г), развивалось в верхнем 100–метровом слое воды. Наибольшего количественного развития *R. hebetata* и

*E. huxleyi* достигали в слое 0–50 м на станциях, располагавшихся в зоне влияния течения Ирмингера, и могли служить индикаторами теплых («гольфстримовских») вод. Напротив, кокколитофориды *C. pelagicus* представляла летний комплекс северного холодноводного региона.

Показатели общей биомассы фитопланктона по всему столбу воды были невелики и не превышали 100–200 г/м<sup>3</sup> (10–20 мг С/м<sup>3</sup>) для слоя 0–50 м. Исключение составила крайняя восточная станция разреза в зоне влияния теплых вод, где в отдельные годы за счет крупноклеточной *Rhizolenia hebetata* общая биомасса в верхнем продуцирующем 20-метровом слое воды могла достигать 1.1 г/м<sup>3</sup> (30.2 мг С/м<sup>3</sup>). Под термоклином показатели общей биомассы были намного ниже (18–32 мг/м<sup>3</sup>) и в открытых водах характеризовали, как правило, скопления холодноводных *Thalassiosira spp.*, а на склоне у южной оконечности Гренландии – еще и повышенную численность динофлагеллят (*Protoperdinium granii*, *Prorocentrum micans*, *Prorocentrum cordatum*. 2013 г).

На основании анализа индексов сходства флор (индекс Жаккара) в разные годы в летний период выделяются до 5 типов планктонных фитоценов, соответствующих известным водным массам моря Ирмингера. Доминирующими видами, характеризующими данные фитоцены, были, соответственно: *Rhizolenia hebetata*, *Emiliana huxleyi*, *Thalassiosira spp.*, комплекс *Coccolithus pelagicus*+*Rhizosolenia borealis*, комплекс *Chaetoceros decipiens*, 2016 (или *Chaetoceros borealis*, 2013–2015 гг) + *Navicula spp.*

In summer period up to 5 types of plankton phytocenes are distinguished corresponding to the known water masses of the Irminger Sea. The dominant species characterizing these phytocenes are, respectively: *Rhizolenia hebetata*, *Emiliana huxleyi*, *Thalassiosira spp.*, *Coccolithus pelagicus* + *Rhizosolenia borealis* complex, *Chaetoceros decipiens* complex, 2016 (or *Chaetoceros borealis*, 2013-2015) + *Navicula spp.* habitat to 500-meter depth.

**Паутова Л.А., Силкин В.А., Копелевич О.В., Федоров А.В.**

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

larisapautova@ocean.ru)

## **Цветения кокколитофориды *Emiliana huxleyi* в прибрежных водах северо-восточной части Черного моря**

**Pautova L.A., Silkin V.A., Kopelevich O.V., Fedorov A.V.**

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

## **Blooms of coccolithophorid *Emiliana huxleyi* in the coastal waters of the NE Black Sea**

Ключевые слова: фитопланктон, Черное море, кокколитофориды, диатомовые, азот, фосфор

Цветение кокколитофориды *Emiliana huxleyi* фиксируется практически каждый год в конце весны – начале лета и зимой. Обычно численность данного вида не превышает  $3.5 \times 10^6$  кл/л. Однако, в отдельные годы (2004, 2006, 2012 и 2017) она может достигать рекордной цифры в  $1.0 \times 10^7$  кл/л. Так, наиболее сильное цветение продолжительностью более 3 недель было зафиксировано в 2017 г. За 15 лет наблюдение это первый случай цветения такой силы и продолжительности.

Наши 15-летние мониторинговые исследования показали, что кокколитофориды *Emiliana huxleyi* является одним из доминирующих видов современных планктонных фитоценозов Черного моря. Ежегодные летние цветения этого вида (кавказское побережье от Анапы до Сочи) происходят с конца мая до второй половины июня. Кроме того, наблюдаются и зимние цветения (декабрь–январь), но значительно меньшей интенсивности.

В период летних цветений численность кокколитофорид колеблется, в основном, в пределах от 1.5 до  $3.5 \times 10^6$  кл/л, однако, в отдельные годы (2004, 2006, 2012 и 2017 гг.) оно может достигать рекордной цифры в  $1.0 \times 10^7$  кл/л. Так, уже во второй половине мая 2017 г численность *Emiliana huxleyi* в прибрежном мелководье в районе г. Геленджика составляла  $8.0 \times 10^6$  кл/л, а к середине июня достигала  $10.2 \times 10^6$  кл/л. При этом в поверхностном слое присутствовало большое количество кокколит ( $6.0 \times 10^8$  кл/л), что послужило причиной окрашивания воды в белый цвет. Цветение *E. huxleyi* продолжалось не менее 3 недель, при этом одинаково высокая численность фиксировалась повсеместно – и на шельфе, и в водах склона, и на свале глубин ( $6.0$ – $8.0 \times 10^6$  кл/л). В период цветения температура поверхностного слоя воды не превышала 17–18°C, преобладала солнечная штилевая погода. Цветение охватывало лишь узкий верхний слой воды от поверхности до верхней границы термоклина, располагавшемся на глубине 5–15 м. К особенностям гидрологической структуры можно отнести необычно высокое залегание холодного промежуточного слоя, верхняя граница которого поднималась до 35 м. В начале и середине периода цветения вклад

диатомовых в общую биомассу фитопланктона был близок к нулю. Однако, к середине июня стала единично встречаться центрическая диатомея *Cerataulina pelagica*. В период с 10 по 11 июня численность этого вида в верхнем продуцирующем слое воды возросла скачкообразно с  $1.0 \times 10^3$  до  $2.4 \times 10^5$  кл/л ( $1.4 \text{ г/м}^3$ ), что позволило ей войти в состав лидирующего комплекса наравне с *E. huxleyi*. По-видимому, в данном случае, при штилевой погоде, изменение структуры фитоценоза явилось следствием адвективных процессов, вызываемых прибрежными течениями.

В отличие от летних цветений *Emiliania huxleyi*, демонстрирующих максимально высокий уровень численности этого вида, уровень зимних цветений значительно ниже – численность данного вида в это время не превышает  $1.5\text{--}2.5 \times 10^6$  кл/л. Характерной особенностью зимних цветений является практически равномерное распределение клеток в слое 0–40 м, т.е. во всем перемешанном слое. Зимние цветения *E. huxleyi* следуют за осенними максимумами диатомовых, которые отмечаются в октябре, начале ноября.

Основным регулирующим фактором при смене доминант в планктонных фитоценозах прибрежных вод северо-восточной части Черного моря следует считать уровень концентраций азота и фосфора, а также их соотношения. При отношении азота к фосфору, близком к числу Редфилда (16:1) в сообществе доминируют диатомеи. Оптимальное соотношение N:P для начала цветения *E. huxleyi* – ниже 10:1, максимум численности этого вида отмечается при N:P = 3.

Таким образом, многолетние наблюдения за структурой планктонных фитоценозов свидетельствуют о том, в годовом цикле фитопланктона прибрежных вод северо-восточной части Черного моря наблюдается, как правило, 2 максимума численности и биомассы кокколитофориды *E. huxleyi*, соответствующих уровню цветения – весенне-летний (май-июнь) и зимний (декабрь, январь). Своего максимального развития *E. huxleyi* достигает в периоды весенне-летних цветений.

The bloom of coccolithophorids *Emiliania huxleyi* is recorded almost every year in the end of spring - early summer and in winter. Usually the abundance of this species does not exceed  $3.5 \times 10^6$  cells / liter. However, in some years (2004, 2006, 2012 and 2017) it can reach a record value of  $1.0 \times 10^7$  cells / liter. So, a powerful coccolithophorids bloom was recorded in 2017, which lasted more than three weeks. The bloom with such abundance and duration was recorded for the first time in the 15-year observation period.

**Политова Н.В.<sup>1</sup>, Саввичев А.С.<sup>2,1</sup>, Леин А.Ю.<sup>1</sup>,  
Клювиткин А.А.<sup>1</sup>, Кравчишина М.Д.<sup>1</sup>, Демидов А.Б.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: [politova@ocean.ru](mailto:politova@ocean.ru);

<sup>2</sup>Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, ФИЦ «Фундаментальные основы биотехнологии» РАН, Москва)

**Биогеохимические характеристики летней взвеси Северной Атлантики**

**Politova N.V.<sup>1</sup>, Savvichev A.S.<sup>2,1</sup>, Lein A.Yu.<sup>1</sup>, Klyuvitkin A.A.<sup>1</sup>,  
Kravchishina M.D.<sup>1</sup>, Demidov A.B.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Winogradsky Institute of Microbiology, Federal Research Center “Fundamentals of Biotechnology” RAS, Moscow)

**Biogeochemical characteristics of the summer suspended matter in the North Atlantic**

Ключевые слова: взвешенное вещество, Атлантический океан, биогеохимия, хлорофилл, изотопия углерода

Изучение рассеянного осадочного вещества по широтному разрезу от Великобритании до Гренландии проводилось в июне 2015 г. Судя по содержанию хлорофилла “а”, изотопному составу и удаленности водных масс от берегов, углерод взвеси представлен, главным образом, автохтонным органическим веществом фитопланктонного происхождения. Идет процесс “цветения” фитопланктона разной степени интенсивности.

Изучение системы формирования и распределения рассеянного осадочного вещества в морской воде (взвеси) необходимо для понимания процессов современной седиментации [1]. Взвесь служит исходным материалом для формирования донных осадков, а осаждающееся на дно вещество, в конечном счете, становится частью геологической летописи океана.

Проливы, соединяющие Северную Атлантику с Северным Ледовитым океаном, – это регуляторы поступления холодных и тяжелых вод Арктики в северную часть Атлантики. Через эти же проливы идет встречное поступление теплых вод из Атлантики в Ледовитый океан. Возникает сложная многоэтажная картина течений: теплых (в верхних слоях) и холодных (в придонных). Водообмен теплом, веществом и солями усложняется системами поперечных по отношению к течениям хребтов – поднятий и трансформных разломов (западный и восточный Исландские хребты). Широтный разрез (рис.) пересекает проход Роколл и две струйных глубоких котловины – Восточную (Исландский бассейн) и Западную (море Ирмингера), разделенных хребтом Рейкьянес (рис.). По биогеохимическим показателям на этом разрезе в поверхностных водах выделяют несколько провинций [2]. По глубине водные массы, пересекающие данный разрез, делятся на промежуточные Субполярные модальные воды – производные от

вод, приносимых Северо-Атлантическим течением (восточная часть разреза); Лабрадорскую промежуточную воду субарктического происхождения, являющуюся результатом зимней конвекции (в обеих котловинах); Северо-восточные и Северо-западные глубинные воды, производные арктических и атлантических водных масс [3].

Изучение рассеянного осадочного вещества по широтному разрезу 59°30' с.ш. от Великобритании до Гренландии, а также в Северном море проводилось в июне 2015 г. в 49-м рейсе НИС “Академик Иоффе” в рамках проекта РФ 14-50-00095 [4]. Методика получения и обработки проб подробно описана в [5–7 и др.].

В период проведения наблюдений на разрезе температура вод в зоне фотосинтеза изменялась от 10.25°C на восточном шельфе до –0.91°C на западном (гренландском) шельфе. В этом же направлении увеличивалась мощность зоны фотосинтеза от 29 до 142 м. Повышенные концентрации (неизрасходованных) фосфатов и растворенного кремния косвенно свидетельствуют о начальном этапе цветения фитопланктона в течение экспедиционного времени на разрезе. Величины первичной продукции (ПП<sub>0</sub>) изменялись от 41.45 мгС м<sup>-3</sup> сут<sup>-1</sup> на восточном шельфе до 3.27 мгС м<sup>-3</sup> сут<sup>-1</sup> на шельфе у берегов Гренландии. На восточном континентальном склоне и в восточной котловине величины ПП<sub>0</sub> составляют 27.87 мгС м<sup>-3</sup> сут<sup>-1</sup>, над хребтом Рейкьянес и в Западной котловине – 33.95 мгС м<sup>-3</sup> сут<sup>-1</sup>. Концентрация взвеси на разрезе увеличивается от 0.24 до 1.07 мг/л в поверхностном слое (0–5 м), от 0.24 до 0.99 мг/л в зоне пикноклина (термоклина) и заметно уменьшается к придонному слою, при колебании от 0.10 до 0.56 мг/л. При этом зависимость концентраций взвеси от глубины океана не прослеживается.

Относительно высокие концентрации взвеси в поверхностном слое воды на восточной шельфовой станции (3332) связаны с поступлением аллохтонного терригенного материала с суши, о чем свидетельствует относительно легкий изотопный состав С<sub>орг</sub> взвеси по сравнению со всеми другими районами на разрезе, равный –23.1‰. Концентрация взвеси в поверхностном слое воды на станциях Восточного переходного района, расположенного в пределах теплого Северо-Атлантического течения (NADR), варьирует от 0.33 до 0.76 мг/л. Содержание С<sub>орг</sub> во взвеси также различается почти вдвое, с максимумом на ст. 3342 (С<sub>орг</sub> = 0.156 мг/л). На этой же станции заметно выше содержание хл “а”, величина общей численности микроорганизмов (ОЧМ), биомасса бактериопланктона и интегральная величина скорости микробных процессов ТАУ. Значения δ<sup>13</sup>С-С<sub>орг</sub> (–19‰) в поверхностном водном слое характерны для биомассы морского фитопланктона на стадии “цветения”. На ст. 3344 с меньшим содержанием хл “а” и других параметров изотопный состав С<sub>орг</sub> несколько облегчен (δ<sup>13</sup>С = –20.2‰). Еще одна область начального этапа “цветения” фитопланктона предполагается по совокупности признаков и по значению δ<sup>13</sup>С-С<sub>орг</sub> = –18‰ в районе ст. 3359 (провинция ARCT) в Восточной котловине. В поверхностном слое водной толщи над хребтом Рейкьянес (ст.

3369) отмечен обычный для океанского фитопланктона изотопный состав  $C_{орг}$  ( $-21.3\%$ ). Наконец, вблизи Гренландии, независимо от глубины океана (ст. 3410, провинция BPLR), определен самый тяжелый изотопный состав  $C_{орг}$  ( $\delta^{13}C = -17.8\%$ ), что рассматривается нами как указание на процесс “цветения” фитопланктона в этом самом холодном на разрезе  $59^{\circ}30'$  с.ш. районе. Низкая, отрицательная температура воды, видимо, тормозила “цветение”, сроки которого были сдвинуты на 6–11 суток по сравнению с другими районами на этом разрезе. Близкие значения изотопного состава  $C_{орг}$  взвеси получены нами и в море Лабрадор (ст. 3415, провинция ARCT,  $\delta^{13}C = -16.5\%$ ). Здесь отмечены высокие для океанских районов концентрации взвеси (1.07 мг/л), хл “а” (1.16 мкг/л) и  $C_{орг}$  (0.197 мг/л). В слое термоклина (глубина залегания 20–40 м) концентрация взвеси практически не изменяется по сравнению с поверхностным слоем, в то время как содержание  $C_{орг}$  во взвеси уменьшается почти на всех станциях, кроме шельфовой на востоке (ст. 3332) и в центре Восточной котловины (ст. 3352). На большинстве станций содержание хл “а” также уменьшается за исключением самой глубокой станции из Западной котловины, где наблюдается рост хл “а” с 1.15 мкг/л в поверхностном слое до 1.93 мкг/л в слое термоклина. В придонном слое наблюдается минимальная величина концентрации взвеси (меньше в 1.2–6 раз), хл “а”, содержания  $C_{орг}$  во взвеси, величины ОЧМ, биомассы бактериопланктона и скорости  $CO_2$ -ассимиляции на всех станциях, кроме ст. 3352, расположенной в центре Восточной котловины. Для района этой станции характерно повышение концентрации взвеси (0.56 мг/л) по сравнению с поверхностным слоем (0.46 мг/л) и слоем термоклина (0.31 мг/л). Изотопный состав  $C_{орг}$  во взвеси придонного слоя на этой станции близок к изотопному составу  $C_{орг}$  океанского фитопланктона в период “цветения” ( $\delta^{13}C-C_{орг} = -18.7\%$ ). Обращает на себя внимание более высокие значения в придонном слое, чем в водном столбе, концентрации хл “а”, величины ОЧМ, биомассы бактериопланктона и ТАУ. Объяснить такие аномалии, на наш взгляд, можно только, предположив поступление поверхностных вод ко дну Восточной котловины благодаря мощной конвекции из-за антициклонического вихря.

Полученные значения концентраций взвеси характерны для открытых вод Атлантического океана [5, 6, 8 и др.]. Проявления циркумконтинентальной зональности особенно заметны в восточной части разреза, у берегов Европы, где в поверхностных водах заметно влияние терригенного вещества, принесенного с суши. На остальном разрезе более выражено влияние биологических факторов, но хотя разрез по  $59^{\circ}30'$  с.ш. проходит по эвтрофным и мезотрофным районам океана, сам процесс “цветения” фитопланктона проходил неравномерно, поэтому в распределении концентрации рассеянного осадочного вещества в поверхностных водах океана на разрезе отмечается пятнистость. Полученные нами значения  $\delta^{13}C-C_{орг}$  взвеси лежат в пределах от  $-15$  до  $-22\%$  и, по существу, почти полностью исключают участие аллохтонного

ОВ в составе взвеси на разрезе 59°30' с.ш., за исключением района восточного шельфа и могут служить доказательством протекающих процессов “цветения” фитопланктона. При этом могут наблюдаться различия в интенсивности этих процессов, создавая мозаичную картину “цветения” даже в пределах расстояния в 150 морских миль. Относительно высокие концентрации биогенных элементов (P и Si) в водной толще на момент наблюдения говорят о незавершенном процессе “цветения” фитопланктона. На начальный этап “цветения” указывают также довольно высокие ассимиляционные числа в провинциях NADR, ARCT и BPLR ( $6.09 \pm 2.93$ ,  $2.78 \pm 1.64$  и  $4.35$  мгС мг хл “а” в час соответственно). Такая картина наблюдается, когда скорость ассимиляции углерода опережает процесс накопления биомассы фитопланктона, что характерно для начала “цветения”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // *Мировой океан*. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
  2. Sathyendranath S., Longhurst A., Caverhill C.M., Platt T. Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic // *Deep-Sea Research I*. 1995. V. 42 (10). P. 1773–1802.
  3. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *J. Geoph. Res.* 2012. V. 117. C01014.
  4. Клювиткин А.А. и др. Геологические исследования Северной Атлантики в 49-ом рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 5. С. 833–835.
  5. Лисицын А.П., Клювиткин А.А., Буренков В.И. и др. Распределение и состав взвешенного осадочного вещества на меридиональных разрезах в Атлантическом океане: прямые определения и спутниковые данные // *Докл. РАН*. 2016. Т. 466. № 2. С. 221–224.
  6. Политова Н.В., Артемьев В.А., Зернова В.В. Распределение и состав взвеси на меридиональном разрезе в Западной Атлантике // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 984–993.
  7. Досон Р., Эллиот Д., Эллиот У., Джонс К. Справочник биохимика. М.: Мир, 1991. 255 с.
  8. Brewer P.G, Spencer D.W., Biscaye P.E. et al. The distribution of particulate matter in the Atlantic Ocean // *Earth and Planetary Science Letters*. 1976. V. 32. P. 393–402.
- Investigations of the dissipated sedimentary matter along the latitudinal transect from Great Britain to Greenland were carried out in the 49th cruise of the R/V Akademik Ioffe in June 2015. Judging by the chlorophyll "a" content, isotopic composition and remoteness of water masses from the coast, the carbon of the suspended matter is mainly represented by autochthonous organic matter of phytoplankton origin. The process of phytoplankton "flowering" with different intensity is in progress.

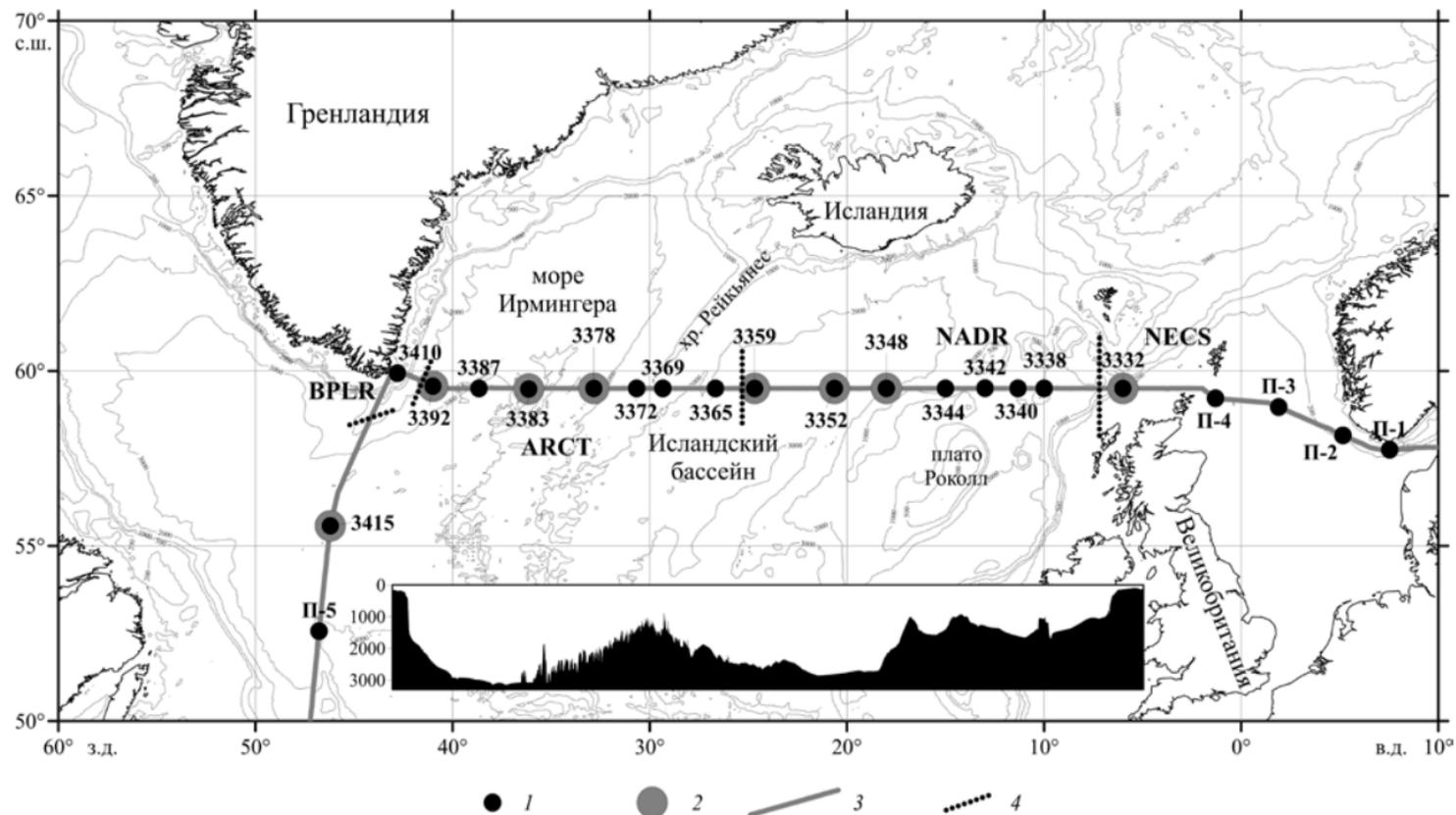


Рисунок. Маршрут 49-ого рейса НИС “Академик Иоффе”. На врезке – батиметрический профиль по разрезу: 1 – отбор проб воды с поверхности; 2 – отбор проб воды в толще; 3 – маршрут судна; 4 – условные границы биогеохимических провинций по [2].

## **Серебряный А.Н.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: serebryany@hotmail.com; АО «Акустический институт им. академика Н.Н. Андреева», Москва)

### **Возможности ADCP для исследований на морском шельфе Serebryany A.N.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; Andreyev Acoustics Institute, Moscow)  
**Capabilities of ADCP for investigations on the sea shelf**

Ключевые слова: ADCP, внутренние волны, течения, взвешенное вещество, шельф

Дается обзор многообразия использований ADCP для океанологических исследований на морском шельфе на основе 15-летнего опыта автора. Приводятся примеры, полученные при работах в Черном, Белом и Японском морях.

В 2003 г европейский филиал компании RDI (теперь Teledyne RDI) обратился к нам с предложением использовать ADCP “Rio Grande 600 kHz” при проведении научных исследований в морских экспедициях на шельфе. В течение 4 лет RDI-Europe предоставлял нам на эксклюзивной основе (бесплатно) прибор на время проведения нами экспедиционных работ. С 2007 г по настоящее время мы работаем собственным ADCP той же марки. К сегодняшнему дню мы имеем опыт работы с ADCP в более чем 35 экспедициях, проведенных в различных районах шельфа Черного и Белого моря, в Японском море, а также в Галилейском море (озеро Кинерет). Уже после проведения первых измерений оказалось, что прибор, предназначенный для измерения течений, на самом деле может выполнять гораздо более широкий набор функций. В первую очередь это относится к возможности регистрации прибором интенсивности обратно рассеянного сигнала, что позволяет вести наблюдения за различными процессами в водной толще. Вкупе с одновременной регистрацией фонового течения эта особенность ADCP делает его уникальным инструментом, предоставляющим исследователю недостижимые ранее возможности для исследования широкого круга процессов в прибрежной зоне моря и на шельфе. Опыт работы с ADCP и полученные с его помощью результаты частично представлены в публикациях [1–4]. В настоящем докладе мы в краткой форме даем обзор наиболее интересных результатов, полученных за 15 лет использования ADCP и демонстрируем разнообразие его применений в исследованиях на морских шельфах.

ADCP оказался удобным в исследованиях внутренних волн. Его преимущество заключается в возможности одновременно регистрировать поле течений, в том числе орбитальные течения внутренних волн, и положения (смещения) звукорассеивающих слоев в картинах обратного рассеяния. Интенсивные внутренние волны с высотами 5 м и более

отчетливо регистрируются “Rio Grande 600 kHz” при использовании вертикального размера ячейки (bin) 0.5 м (рис. 1).

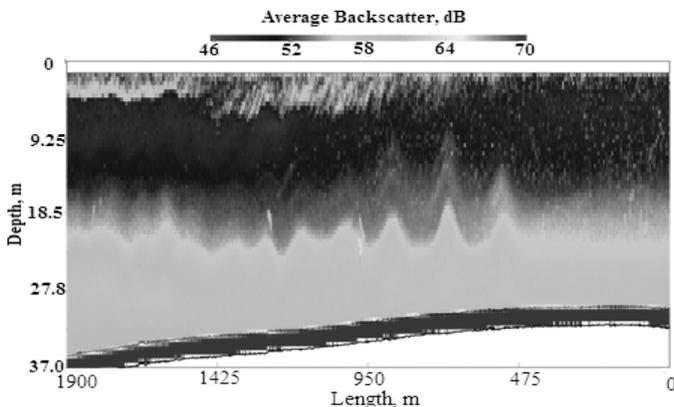


Рисунок 1. Запись цуга солитоноподобных внутренних волн на шельфе Японского моря (сентябрь 2005 г), полученная на разрезе с яхты, оснащенной ADCP .

Помимо регистрации основных параметров внутренних волн (высота, длина волны и др.) в некоторых случаях удастся проследить за эволюцией волн во время их распространения или выявить важные эффекты, непосредственно связанные с внутренними волнами. Так нами был зарегистрирован эффект воздействия внутренних волн на приповерхностный слой воздушных пузырьков в море. Также наблюдалось яркое явление сдвиговой неустойчивости Кельвина–Гельмгольца с образованием опрокидывающихся внутренних волн. В другом случае было зарегистрировано воздействие пакетов солитоноподобных внутренних волн на дно с образованием на нем «дюн-солитонов» и др.

Особняком стоят редкие данные о наблюдении новых механизмов генерации интенсивных внутренних волн в море. При помощи ADCP нам удалось наблюдать три новых механизма. Это генерация внутренних волн вследствие столкновения течений (наблюдения на шельфе Японского моря), генерация внутренних волн, обусловленная прохождением на шельфе субмезомасштабного антициклонического вихря (наблюдения на шельфе Черного моря), генерация волн рекордных амплитуд для черноморского шельфа, вызванных проходящим над морем атмосферным фронтом. Во всех случаях сгенерированные внутренние волны имели большие высоты (порядка 10 м) и распространялись к берегу.

В течение многих лет мы проводим исследование изменчивости течений на геленджикском шельфе Черного моря. Измерения ведутся с маломерных судов на акватории, охватывающей всю ширину шельфа, как правило, на

разрезах, ориентированных по нормали к береговой черте. Наряду с ADCP, как основным инструментом проводимых съемок, используются STD-зонды и гирлянды термисторов. Наиболее ярким и часто встречаемым явлением здесь оказываются субмезомасштабные антициклонические вихри, формирующие так называемый бимодальный режим течений в прибрежной зоне. Данные, зарегистрированные с помощью ADCP, позволили выявить трехмерную структуру проходящего над шельфом прибрежного антициклонического вихря, а также другие его особенности [4]. Большой объем данных собран также о течениях и распределении в водной толще взвешенного вещества на абхазском шельфе, в том числе в районах впадения в море рек Кодор и Гумиста.

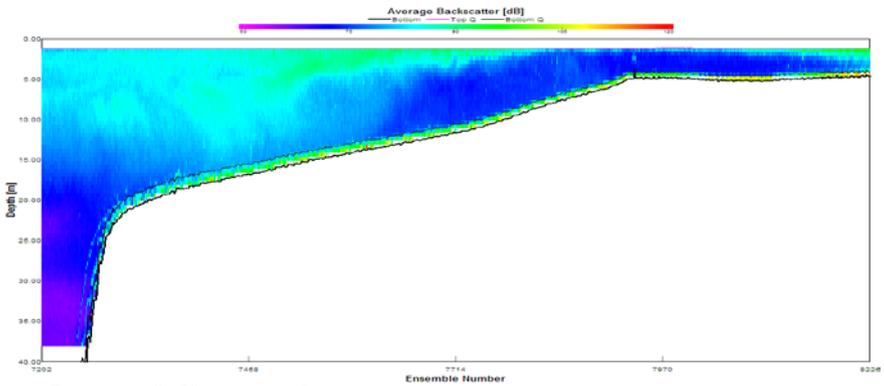


Рисунок 2. Картина обратного акустического рассеяния на разрезе в прибрежной зоне моря напротив впадения реки Кодор (октябрь 2015 г). Области усиленного рассеяния связаны с выносом из реки взвешенного вещества.

ADCP служит большим подспорьем в подспутниковых измерениях, проведение которых несколько лет назад нами было начато совместно с коллегами из ИКИ РАН на Черном море в районе Геленджика. Задача в подспутниковых измерениях на начальном этапе - связать выявляемые со спутников особенности на поверхности моря в виде областей различной шероховатости с происходящими в толще воды гидрофизическими и гидродинамическими процессами. Сливовые полосы и полосы ряби, как было показано измерениями акустического профилографа, часто связаны с областями схождения и расхождения течений на морской поверхности.

Акустические профилометры находят свое применение в морских геологических и биологических исследованиях. В частности, для измерения концентрации взвешенного вещества и распределения планктона в морской толще. Нами были проведены первые успешные опыты по использованию ADCP для измерения взвешенного вещества на суточной станции в Белом

море во время рейса НИС «Профессор Штокман» [5]. Также были получены первые результаты по использованию ADCP для изучения миграций фитопланктона на шельфе Черного моря [6].

ADCP оказался также полезным инструментом экологического контроля акваторий, в частности, слежения за состоянием прибрежных вод на предмет возможного антропогенного загрязнения. На протяжении нескольких лет нами проводились съемки с ADCP в районе очистных сооружений Геленджика. Съемка с малого судна, оснащенного ADCP, давала возможность оперативно определить наличие и интенсивность загрязняющих выбросов, а также ареал их распространения в прилегающих акваториях.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 15-52-40012 Абх\_а и №17-52-40016 Абх\_а.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Серебряный А.Н. ADCP как мощный инструмент акустической океанологии: опыт десяти лет исследований на шельфе российских морей // Акустика океана. Доклады XIV-ой школы–семинара им. акад. Л.М. Бреховских. М.: ГЕОС, 2013. С. 231–236.
2. Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. Применение акустических доплеровских профилометров течений для изучения пространственной структуры морской среды// Акустический журнал. 2012. Т. 58. № 5. С. 639–648.
3. Рыбак С.А., Серебряный А.Н. Нелинейные внутренние волны над наклонным дном: наблюдение акустическим профилометром // Акустический журнал. 2011. Т. 57. №.1 С. 85–91.
4. Серебряный А., Лаврова О. Антициклонический вихрь на шельфе северо–восточной части Черного моря: совместный анализ космических снимков и данных акустического зондирования толщи моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 2. С. 206–215.
5. Серебряный АН. Изменчивость распределения взвеси на суточной станции в Двинском заливе по данным ADCP – первые исследования новыми методами // Система Белого моря. М.: Научный мир, 2013. С. 118–122.
6. Серебряный А.Н., Силкин В.А., Паутова Л.А., Тарасов Л.Л. О возможности использования ADCP для изучения миграций скоплений фитопланктона// Акустика океана. Доклады XIII-ой школы–семинара акад. Л.М. Бреховских. М.: ГЕОС, 2011. С. 381–386.

A review of studies demonstrating ADCP as universal tool of oceanography is presented. Extensive capabilities of ADCP are shown in examples collected on shelves of the Black and White Sea as well the Sea of Japan.

**Страховенко В.Д.<sup>1</sup>, Субетто Д.А.<sup>2</sup>, Овдина Е.А.<sup>1</sup>,  
Белкина Н.А.<sup>2</sup>, Ефременко Н.А.<sup>2</sup>, Маслов А.В.<sup>3</sup>**

## **Геохимия редкоземельных элементов в позднеголоценовых донных отложениях Онежского озера**

(<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. Соболева Сибирского отделения РАН, Новосибирск, e-mail: [strahova@igm.nsc.ru](mailto:strahova@igm.nsc.ru); <sup>2</sup>Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: [subetto@mail.ru](mailto:subetto@mail.ru); <sup>3</sup>Институт геологии и геохимии им. Заварицкого Уральского отделения РАН, Екатеринбург, e-mail: [amas2004@mail.ru](mailto:amas2004@mail.ru))

**Strakhovenko V.D.<sup>1</sup>, Subetto D.A.<sup>2</sup>, Ovdina E.A.<sup>1</sup>,  
Belkina N.A.<sup>2</sup>, Efremenko N.A.<sup>2</sup>, Maslov A.V.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch RAS; <sup>2</sup>Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre RAS; <sup>3</sup>Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB, RAS, Yekaterinburg)

## **Geochemistry of rare-earth elements in the Late Holocene bottom sediments of Lake Onega**

Ключевые слова: Онежское озеро, донные отложения, минералогия, геохимия, РЗЭ

Приведены результаты исследования строения и минералого-геохимического состава современных и позднеголоценовых донных отложений Онежского озера с использованием комплекса аналитических методов, в т.ч. впервые с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ). Установлено наличие двух типов колонок донных отложений, стратификацию слоев в которых определяют процессы диагенеза, протекающие в двух вариантах в зависимости от физико-химических условий осадконакопления, в результате которых либо формируются железомарганцевые корки, либо нет. Fe-иллит и Fe-хлорит, являются основными концентраторами железа в донных илах. Для указанных типов колонок спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) различны, что связано, по всей видимости, с различиями окислительно-восстановительных условий во время их формирования.

Онежское озеро – второй по своим размерам водоем Европы, расположенный в зоне сочленения Балтийского кристаллического щита и палеозойских осадочных пород Русской платформы. Геологическому строению и истории развития Онежского озера и его бассейна посвящены многочисленные публикации [1–4 и др.]. Котловина Онежского озера имеет тектоническое происхождение. Водосбор озера сложен устойчивыми к абразионным процессам докембрийскими и палеозойскими (в южной части) кристаллическими породами. Часть кристаллических пород скрыта чехлом четвертичных отложений (междельниковые, континентальные и морские образования плейстоцена [5 и др.]).

Воды Онежского озера характеризуются малой минерализацией (39–46 мг/л). Содержание кислорода близко к насыщению. Воды озера олиготрофные. Крупные заливы (Петрозаводская и др. губы), подверженные

процессам антропогенного эвтрофирования, имеют мезотрофный статус.

Наиболее полно процессы формирования донных отложений (ДО) в Онежском озере рассмотрены в работах [1, 6]. Показано, что повсеместно в них встречаются рудные корки. В последние годы изучение ДО проводилось в рамках лимнологических исследований, целью которых являлась оценка состояния экосистемы под влиянием антропогенных факторов.

Цель работы – изучение геохимии РЗЭ в колонках позднеголоценовых ДО Онежского озера, и с использованием сведений об минеральном составе, строении и морфологии ДО, интерпретировать их генезис.

*Объект исследований* – верхние 0–50 см ДО, отобранные поршневым трубкой (модифицированный вариант пробоотборника Алексона) с борта НИС «Эколог» в различных частях акватории Онежского озера: 1) Большое Онего, скважины В1 и В2; 2) Центральное Онего, скв. С1 и С2; 3) Уницкая губа, скв. GU-206; 4) Кондопожская губа, скв. К 62; 5) Петрозаводская губа, скв. Газ1, Газ7, РО2 и Р49 (рис. 1). После визуального осмотра и литологического описания кернов ДО *in situ* проводилось определение параметров воды (t, pH, Eh, CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>).

Керн изучен послойно (шаг 2 см) комплексом методов. Макро- (Al, Fe, Ca, Mg, K, Na) и микроэлементный (Cd, Pb, Cu, Zn, Mn, Cr, Ni, Co, V, Hg, Be, Ba, Sr, Li) состав озерных вод и ДО определён методом атомной абсорбции, рентгено-флуорисцентным методом. Минеральный состав отложений установлен методами рентгеновской дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии. Изучение морфологии, фазового и химического состава минералов ДО проведено с использованием СЭМ. Анализ содержаний редких и рассеянных элементов – методом ICP-MS. Аналитические работы выполнены в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск).

Установлено, что ДО Онежского озера в целом наследуют минеральный состав терригенного материала, поступающего в него с речным стоком и аэрозолями. Среди аутигенных минералов преобладают кремнезём, Феллит и Fe-хлорит, являющиеся основными концентраторами железа в донных илах. В составе ДО установлены также собственные минеральные фазы Fe и Mn (аморфный и кристаллический гётит, бернессит, прохроит, пиролюзит, вивианит, родохрозит, сидерит).

Проведенные исследования показали наличие в Онежском озере *двух типов колонок ДО*. Стратификация слоев в них определяется содержанием в придонной воде кислорода и наличием ОВ. При высоком содержании в наддонных водах кислорода происходит формирование рудных слоёв на определенной глубине от границы раздела фаз «вода–донный осадок». В обогащенных кислородом водах Онежского озера в кернах ДО первого типа, рудные корки формируются по классической схеме, названной в

литературе «марганцевой ловушкой». Второй тип распределения Fe и Mn (колонки 2 типа) наблюдается в скважинах, вскрывших ДО в заливах Онежского озера. В колонках этого типа в виду дефицита свободного  $O_2$  ионы растворимого  $Mn^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  мигрируют до границы вода-дно, поэтому рудных слоёв не образуется. Это подтверждается на порядок более высокими содержаниями Fe и Mn в придонной воде в местах отбора колонок ДО второго типа (0.п мг/л) против (0.0п мг/л), свойственных колонкам первого типа. Начиная с первых сантиметров осадка к основным минералам Fe (хлорит и иллит) добавляются сидерит, вивианит; Mn-минералы представлены пирохроитом и родохрозитом. Описанная модель формирования двух типов колонок ДО Онежского озера подтверждается измерениями Eh и pH.

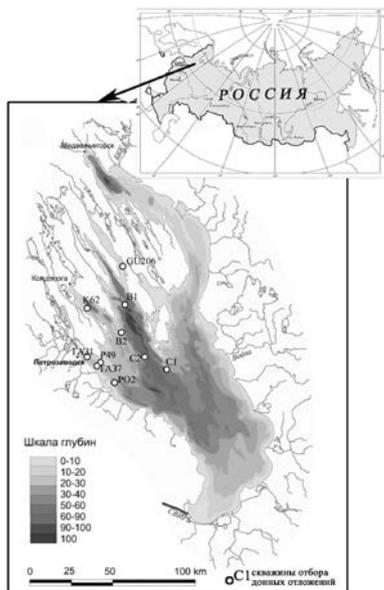


Рисунок 1. Карта глубин Онежского озера с вынесенными точками отбора проб донных отложений

Средние содержания РЗЭ в однотипных ДО значимо не различаются. Спектры распределения РЗЭ существенно отличаются для разных типов колонок ДО: пологий для легких лантаноидов и далее ровно спадающий (колонки ДО 1 типа), для колонок ДО 2 типа установлена положительная Ce аномалия и иногда слабая положительная Eu аномалия (рис. 2).

Согласно литературным источникам Fe-Mn фазы, формирующиеся в океанах, накапливают лантаноиды избирательно, зафиксирована сильная положительная связь между величиной Ce аномалии и количеством марганца в Fe-Mn осадках [7, 8]. Зависимости величины Ce аномалии от состава Fe-Mn минералов в ДО Онежского озера не выявлено,

прослеживается лишь слабая корреляционная связь ЛРЗЭ с Mn (рис. 3), полученная при статистической обработке аналитических данных по 41 элементу в результате кластерного анализа R-типа. Тесные связи между элементами отдельных групп отражают совместное вхождение их в минералы, что подтвердилось данными изучения фазового состава ДО с использованием СЭМ и ИК-спектроскопии.

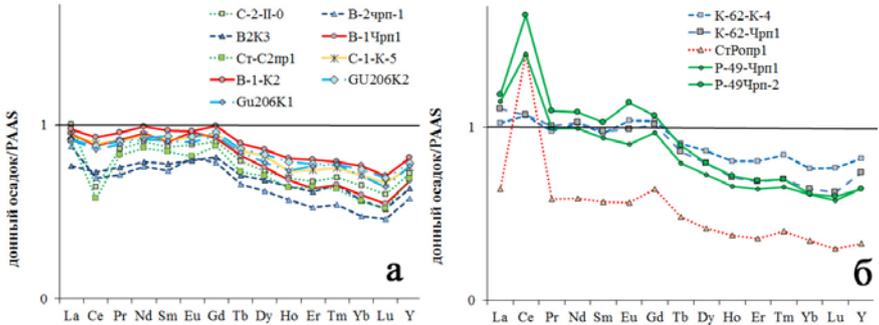


Рисунок 2. Нормированные по РААС средние содержания РЗЭ в колонках ДО 1-го (а) и 2-го (б) типов, отобранных на различных участках акватории Онежского озера.

Различие в спектрах распределения нормированных по РААС РЗЭ двух типов колонок ДО Онежского озера можно, на наш взгляд, объяснить различиями окислительно-восстановительных условий. Нейтральная среда и слабо восстановительные условия (Eh от 0 до -100 мВ), в которых формируются ДО, слагающие колонки 2 типа, благоприятны для накопления Се аутигенными минералами Fe, Mn (образуются наряду с Fe-хлоритом и Fe-иллитом родохрозит, сидерит, вивианит). Небольшой избыток ЛРЗЭ и незначительная отрицательная Eu аномалия, часто отмечаемая для отложений континентального стока, возможно, связана с заметным вкладом миграционного органического вещества.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 16-17-10076 (75%), и гранта РНФ № 14-17-00766 (25%).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др. Строеение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Труды института геологии КарНЦ РАН, 1971. 74 с.
2. Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменении его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 171–182.
3. Квасов Д.Д. Озерное районирование Восточно-Европейской равнины (в

- пределах РСФСР // Изв. АН ЭССР. Геология. 1987. Т. 36. № 1. С. 27–35.
4. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во: РГПУ им. А.И.Герцена, 2009. 343 с.
5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. 431 с.
6. Семенович Н.И. Донные отложения Онежского озера. Л.: Наука, 1973. 104 с.
7. Kawabe I., Ohta A., Ishu S., Tokumura M., Miyauchi K. REE partitioning between precipitates and weakly acid NaCl solutions: Convex tetrad effect and fractionation of Y and Sc from heavy lanthanides // *Geochem. J.* 1999. V. 33. P. 167–179.
8. Bau M., Koschinsky A. Oxidative scavenging of cerium on hydrous Fe oxide: Evidence from the distribution of rare elements and yttrium between Fe oxide and Mn oxide in hydrogenetic ferromanganese crust // *Geochem. J.* 2009. V. 43. P. 37–47.

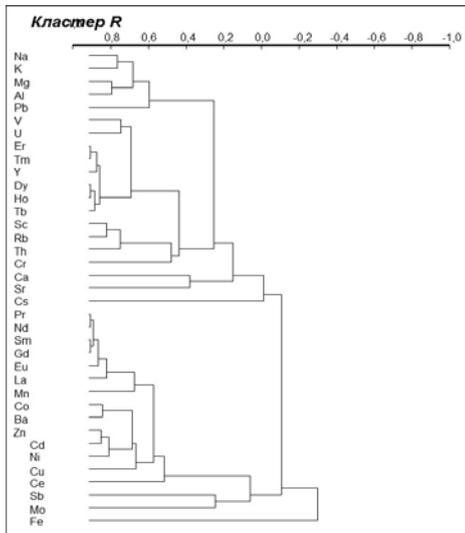


Рисунок 3. Диаграмма кластерного анализа R-типа для поверхностного слоя ДО Онежского озера, построенная по данным АА, ICP-MS, РФА анализов.

In work researches of mineralogo-geochemical composition and a structure modern and late Holocene bottom sediments of Lake Onega with use of a complex of analytical methods are conducted (for the first time by means of SEM). Existence in Lake Onega of two types of columns of ground deposits, stratification of layers in which is defined by the diagenesis processes proceeding in two options depending on physical and chemical conditions of sedimentation as a result of which or ferromanganese crusts are formed or, is established isn't present. Fe-illite and Fe-chlorite are the main concentrators of iron in bottom sediments. Ranges of distribution of TR show essential distinctions for the revealed two types of columns in bottom sediments that is explained by excellent redox potential.

**Титова А.М., Немировская И.А.**

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

## **Взвесь и органические соединения в барьерной зоне вода – атмосфера**

**Titova A.M., Nemirovskaya I.A.**

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RUS, Moscow)

## **Suspended matter and organic compounds in barrier zones of the water–atmosphere**

Ключевые слова: аэрозоли, поверхностные воды, взвесь, углеводороды, хлорофилл

Получены новые данные о концентрациях осадочного вещества в приводном слое атмосферы и в поверхностных водах от Индийского океана (п. Сингапур) до северных районов Атлантики (п. Калининград). Повышенное содержание аэрозолей установлено в Аденском заливе и в Красном море благодаря поступлению их потоков из аридных районов Аравийского п-ова. В поверхностных водах на распределение взвеси и органических соединений влияет продуктивность вод и поступление углеводородов с нефтяным загрязнением.

В рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (декабрь 2015 г.– январь 2016 г.) и «Академик Борис Петров» (январь–март 2017 г.) продолжены многолетние работы по изучению аэрозолей и поверхностных вод по ходу движения судна. Цель исследования – установить влияние климатических особенностей и фронтальных зон на распределение осадочного вещества и органических соединений – ОС (природных и антропогенных) в приводном слое атмосферы и в поверхностных водах. В задачи исследования входило изучение: изменчивости гранулометрического состава приводного аэрозоля с помощью счетчика аэрозольных частиц; распределения и состава водной взвеси в поверхностных водах; распределения продукционных характеристик поверхностного слоя вод (взвешенный органический углерод –  $C_{орг}$ , пигменты); загрязненности поверхностных вод нефтепродуктами (углеводороды – УВ). Маршруты судов захватывали тропические, субтропические и умеренные зоны, в гумидных и аридных областях Индийского и Атлантического океанов.

Для анализа взвеси и ОС использовали методы, применяемые в практике океанологических исследований. Изучение гранулометрического состава приводного слоя аэрозолей проводили с помощью 6-ти канального измерителя частиц Aerotrak(США), ОС выделяли из взвеси, полученной с помощью фильтров GF/F (0.7 мкм). Для определения количества взвеси ее выделяли на поликарбонатные ядерные фильтры (0.45 мкм).  $C_{орг}$  в пробах взвесей определяли методом сухого сжигания, концентрацию хл а – флуориметрическим методом. Липиды и УВ экстрагировали метилхлоридом и определяли ИК-методом. Подробности методических

процедур описаны [1].

Полученные данные показали, что содержание частиц в приводном слое аэрозоля изменялись скачкообразно и в большом диапазоне (рис. 1). Связано это с тем, что атмосфера самая подвижная и переменчивая из геосфер Земли, в которой быстро меняются потоки вещества, обусловленные движением воздушных масс [2, 3].

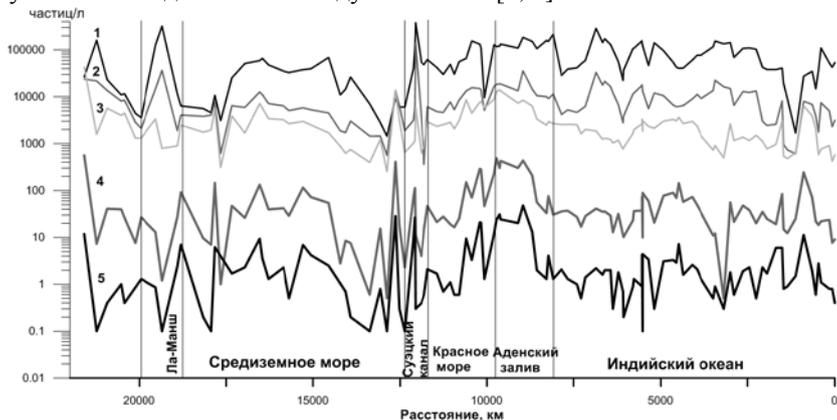


Рисунок 1. Изменчивость гранулометрического состава приводного слоя аэрозолей для частиц различных размерностей ((мкм): 1–0.3–0.5; 2 – 0.5–1; 3 – 1–5; 4 – 5–10; 5 – >10 (рейс НИС «Академик Борис Петров»).

Во всех пробах преобладали частицы 0.3–0.5 мкм, на долю которых приходится 78–88% от суммы. Малый размер частиц в атмосфере обусловлен тем, что они образуются при конденсации паров или в результате химических реакций. Скорость диффузии таких мельчайших частиц достаточно велика, что создаёт предпосылку для их коагуляции и конденсации [4]. Для частиц 0.3–0.5 мкм по маршруту судна средние концентрации в зависимости от района уменьшались в последовательности (частиц/л): Баб-Эль-Мандебский пролив (135190) > Аденский залив (102854) > Красное море (91612) > Северное, Балтийское моря (76468) > Индийский океан (64113) > Средиземное море (28397) > Восточная Атлантика (14803). В аридных областях количество частиц в атмосфере увеличивается, поэтому наиболее высокие концентрации приурочены к Аденскому заливу и Красному морю (максимум в северной части Красного моря – 379361 частиц/л). В эти районы при северном ветре и близости берега происходит снос частиц с пустынных районов Аравийского полуострова. В гумидных областях их потоки уменьшались, с минимумом в Средиземном море (1441 частиц/л). Количество аэрозолей вновь увеличивалось при антропогенных поступлениях из промышленных районов Европы: в проливе Ла-Манш – до 320154 частиц/л.

В поверхностных водах в декабре-январе 2016 г. при средней концентрации взвеси 1.746 мг/л, для отдельных районов рост концентраций происходил в последовательности (мг/л): Средиземное море (0.724) < Индийский океан (0.743) < Аденский залив (1.034) < Восточная Атлантика (1.075) < Красное море (1.649) < Ла-Манш–Балтийское море (7.284). Повышенные концентрации взвеси приурочены (рис. 2) к выходу из Красного моря (9.53 мг/л), а максимальная величина – к Северному морю при выходе из пролива Ла-Манш (15.92 мг/л). В Индийском океане при концентрации 1.35 мг/л в составе взвеси преобладали диатомовые водоросли и органические остатки. Минеральные частицы состояли из барита и кварца. В Баб-эль-Мандебском проливе при концентрации 1.995 мг/л взвесь представлена разнообразными диатомовыми водорослями и детритом; минеральные частицы не были обнаружены. В Суэцком канале при более высоком содержании (9.535 мг/л) взвесь состояла из тонкодисперсных глинистых частиц и диатомовых водорослей.

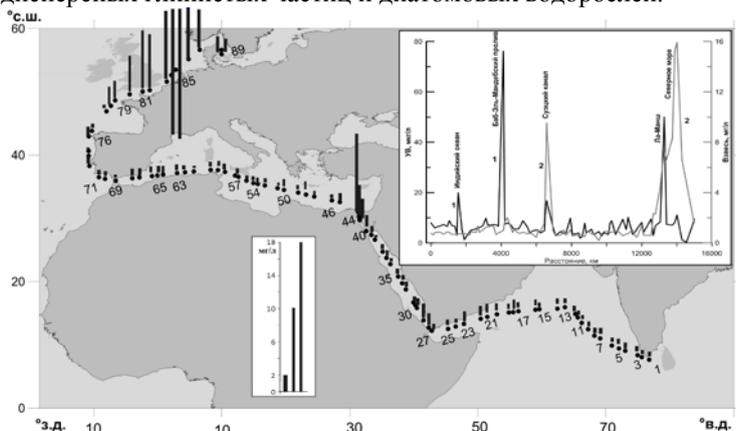


Рисунок 2. Распределение в поверхностных водах в рейсе НИС «Академик Николай Страхов» взвеси. На вставке – распределение взвеси и УВ.

На входе в пролив Ла-Манш, при концентрации 7.250 мг/л взвесь представлена в основном различными минеральными частицами: доломит, кальцит, альбит и кварц. Кроме того во взвеси обнаружены частицы детрита и, в меньшей степени, фрагменты диатомовых водорослей. Кроме того в пробе было определена сажа антропогенного происхождения, в составе которой преобладал углерод с незначительной примесью железа, кремния и алюминия. В Северном море в составе взвеси доминировали глинистые частицы и органические остатки с высокой концентрацией кремния, возникающей из кремне содержащего планктона, в первую очередь из диатомовых водорослей. Определены единичные стекло-сферы золы от сжигания каменного угля. Сфер сгорания и сажи от сжигания

нефтепродуктов в пробах не было обнаружено.

Концентрации УВ в поверхностных водах на этом разрезе изменялись в сравнительно узком диапазоне для различных районов: в среднем 4.8–11.1 мкг/л, и были значительно ниже ПДК для нефтяных УВ – 50 мкг/л (рис. 2, вставка). Исключение представляют две пробы: при выходе из Баб-эль-Мандебского пролива (77 мкг/л), а также в проливе Ла-Манш (50 мкг/л). При подходе к проливу Ла-Манш и в самом проливе наблюдалась сильная изменчивость в концентрациях ОС и взвеси. Здесь корреляционные связи между взвесью и УВ отсутствовали, из-за разных источников их формирующих. Концентрации УВ (в среднем 49.6 мкг/л) с были соизмеримы или превышали ПДК для нефтяных УВ. Напротив, в Северном и Балтийском морях, несмотря на интенсивное судоходство и наличие нефтяных вышек, средняя концентрация УВ снизилась до 19.0 мкг/л, и практически совпала с содержанием УВ в мае 2014 г. – в среднем 22 мкг/л.

В 2017 г. последовательность в распределении взвеси и ОС во взвеси поверхностных вод по маршруту НИС «Академик Борис Петров» оказалась близкой. Средние концентрации взвеси изменялись в последовательности (мг/л): Средиземное море = Индийский океан (0.12) < Восточная Атлантика (0.16) < район Аравийского п-ова (0.18) < Красное море (0.20) < Ла-Манш–Балтийское море (0.34). Ее среднее содержание оказалось более, чем в 8 раз ниже – 0.21 мг/л по сравнению с данными 2016 г. Обусловлено это разными сезонами исследований и разным направлением ветра. В частности в конце зимы 2017 г. в Красном море преобладал северо-западный ветер, что привело к снижению концентраций аэрозолей в приводном слое атмосферы и соответственно минеральной взвеси в поверхностных водах. Поэтому содержание взвеси в поверхностных водах в Красном море было ниже, чем в Аденском заливе (0.125 и 0.183 мг/л соответственно) и на порядок ниже, чем в 2016 г., где ее концентрация достигала 9.539 мг/л.

Содержание хл *a* последовательно увеличивалось от открытых вод Индийского океана, в среднем 0.15 мкг/л до 0.69 мкг/л в проливе Ла-Манш. Наиболее высокие концентрации установлены в Северном (до 3.335 мкг/л) и в Балтийском (до 3.675 мкг/л), что обусловлено увеличением продуктивности вод в прибрежных районах.

Концентрации УВ в поверхностных водах были значительно ниже, чем в 2016 г. Их величины для разных районов изменялись от 6 до 20 мкг/л, и не достигали ПДК для нефтяных УВ. Даже в проливе Ла-Манш их концентрации колебались в интервале 8–11 мкг/л. Однако в пересчете на взвесь содержание УВ в Красном и Средиземном море и даже в Индийском океане превышало 100 мкг/мг, из-за низкой концентрации самой взвеси.

В заключении необходимо отметить, что в результате попутных исследований по маршруту судна на разрезе получены новые данные о концентрациях осадочного вещества в приводном слое атмосферы и в поверхностных водах от Индийского океана до северных районов

Атлантики. Подобные исследования неоднократно проводили, но в основном в Атлантическом океане [1]. Циркумконтинентальная зональность проявляется в уменьшении количества аэрозолей при удалении в открытые морские воды. Однако главную роль в распространении эолового материала играет атмосферная циркуляция и потоки из пустынных аридных областей.

В поверхностных водах переход фитопланктонного сообщества от зимнего к ранне-весеннему сопровождался уменьшением концентраций взвеси и ОС в поверхностных водах. Синхронное изменение концентраций взвеси и ОС происходит только в открытых морских районах, где источник этих соединений близкий. При наличии различных источников зависимости в их распределении отсутствуют. Если ранее пролив Ла-Манш можно было отнести к области мелкомасштабного увеличения концентраций УВ, обусловленного нефтяным загрязнением, то низкое содержание УВ в 2017 г. как в самом проливе, так и Северном и Балтийском морях может свидетельствовать об эффективности мер по предотвращению загрязнения.

Участие в рейсе и обработка материалов выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 14–50–00095. Интерпретация данных проведена в рамках Государственного задания ИО РАН на 2015–2017 гг. по теме № 0149–2014–0038.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Немировская И.А. Осадочное вещество и органические соединения в аэрозолях и поверхностных водах на трансатлантическом разрезе//Геохимия. 2017. № 4. С. 344–357.
2. Лисицын А.П.. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли. Мировой океан Т.2. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
3. Prakash P., Stenchikov G., Kalenderski S. et al. The impact of dust storms on the Arabian Peninsula and the Red Sea // Atmos. Chem. Phys., 2015 V.15. P. 199–222.
4. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадкообразование в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.

New data on the concentrations of sedimentary matter in the atmospheric driving layer and in surface waters have been obtained from the Indian Ocean (Singapore) to the northern regions of the Atlantic (Kaliningrad). Elevated concentrations of aerosols are established in the Gulf of Aden and in the Red Sea with their inflows from the arid regions of the Arabian Peninsula, because atmospheric circulation plays the main role in the distribution of eolian material. In surface waters, the distribution of suspended matter and organic compounds (OC) is affected by the productivity of water and the supply of hydrocarbons with oil pollution. The transition of the phytoplankton community from winter to early spring was accompanied by a decrease in the concentrations of suspended matter and OC in surface waters.

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

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт экологии, Москва; e-mail: [trubkin.ivan@bk.ru](mailto:trubkin.ivan@bk.ru); <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН (ИО РАН), Москва, e-mail: [nemir@ocean.ru](mailto:nemir@ocean.ru))

## **Расчет потоков наносов и деформации дна на Ямальском побережье Южно-Карского шельфа**

**Trubkin I.P.<sup>1</sup>, Nemirovskaia I.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>All-Russia scientific research institute of Ecology, Moscow; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Calculation of sediment flows and bottom deformation on the Yamal coast of the South Kara shelf**

Ключевые слова: поток и масса наносов, деформация дна, направление ветра в шторме, Ямальское побережье

Расчет потоков наносов в прибрежной зоне Ямальского побережья Южно-Карского шельфа с глубинами дна от 0 до 10 м, показал, что значимыми становятся как скорости придонных течений и скорости волновых орбитальных движений, так и скорости склоновых перемещений наносов.

Карское море отличается от всех морей российской Арктики наибольшим поступлением с континента пресных вод и терригенного осадочного материала, собираемого с огромных площадей водосбора крупнейших сибирских рек Оби и Енисея. В западной области п-ова Ямал, где находятся крупнейшие нефтегазоносные провинции (35.3 млрд. т нефти и 55.1 трлн. м<sup>3</sup> свободного газа) [1], донные отложения, обладая большой сорбционной емкостью, аккумулируют в себе загрязняющие вещества различных источников [2]. Среднегодовая суммарная масса речных наносов превышает 27 млн. т, а концентрация загрязняющих веществ здесь в 2–3 раза превышает норму [3–5].

В периоды штормов за счет взмучивания донных осадков под воздействием волнения и ветровых течений в акватории западной области от п-ова Ямал возможно образование взвеси и её перенос в другие зоны. Этот взвешенный материал становится источником вторичного загрязнения водной среды и донных отложений, особенно в периоды штормов. Поэтому важно оценить масштабы загрязнения.

В настоящей работе представлены результаты модельных расчетов пространственного распределения потоков взвешенного вещества в придонной области и деформаций дна при различных гидрометеорологических условиях в районе Ямальского побережья Южно-Карского шельфа. При этом учитывали различные направления ветра в шторме. Работа выполнялась с целью разработки методов снижения негативного воздействия на экосистему Ямальского побережья в случае его

хозяйственного освоения.

Искомые характеристики донных отложений были вычислены с учетом методики расчета удельного объемного расхода наносов и деформаций дна, основанной на публикациях [6, 7]. Были рассчитаны также скорости орбитального волнового движения и ветровые течения у дна в условиях штормового ветра (повторяемости 1 раз в год) [1] по 8 румбам направлений. Расчеты производились на основе электронных карт, содержащих батиметрию и контуры берега с учетом режимных данных ветра в шторме (таблица) с различной обеспеченностью для 8 румбов направлений устойчивого ветра.

Расчетные скорости ветра, возможные 1 раз в год, и повторяемость ветров различных направлений Южно-Карского шельфа за безледный период [1]

| Направления      | С    | СВ   | В    | ЮВ   | Ю    | ЮЗ   | З    | СЗ   |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Скорость, м/с    | 21.7 | 20.5 | 20.8 | 22.5 | 23.4 | 22.8 | 22.5 | 22.5 |
| Повторяемость, % | 18.5 | 7.6  | 5.5  | 6.9  | 13.1 | 15.1 | 11.9 | 21.5 |

Оценки диапазона амплитуд процесса размыва-аккумуляции на дне были рассчитаны по значению вектора удельного объемного расхода наносов, и затем относительные деформации дна [8]. В результате были найдены значения относительных деформаций дна при ветрах различных направлений характерных для рассматриваемого района моря (рис. 1) для трехсуточного шторма, а также среднее и максимальное значение относительной деформации дна.

Используя данные относительной деформации дна, была найдена оценка суммарной массы транспортируемых наносов (% от максимальной величины 16671.42 т/км<sup>2</sup>) в рассматриваемой акватории при различном преобладающем направлении ветра за период трехдневного шторма (рис. 2).

Относительные деформации дна в штормах направлений от 90° до 225° связаны с аккумуляцией наносов, а вне этого диапазона – с размывом дна в береговой зоне вдоль всего западного побережья (рис.2). При произвольном преобладающем направлении ветра в периоды отдельных штормов могут быть условия, приводящие как аккумуляции наносов, так и размыву дна в этой зоне. Превазирование тех или иных ветровых ситуаций зависит от изменения климатических условий, метеорологического режима данного района в разные периоды времени.

Направление потока наносов зависит от экспозиции берега по отношению к вектору результирующего ветро-волнового воздействия, а его отстоящая граница простирается далеко за пределы зоны обрушения волн. Чем больше вдольбереговая составляющая вектора ветро-волнового воздействия, тем устойчивее и мощнее поток. На участках побережья с преобладанием нормальных к берегу волн, вдольбереговой поток вырождается в миграционные подвижки с активизацией поперечного

переноса. С переходом луча волны через нормаль к линии берега, придонные течения и поток наносов разворачиваются в обратном направлении. Подобная зависимость прослеживается до изобат 15–20 м, а при экстремальных штормах – до 30 м.

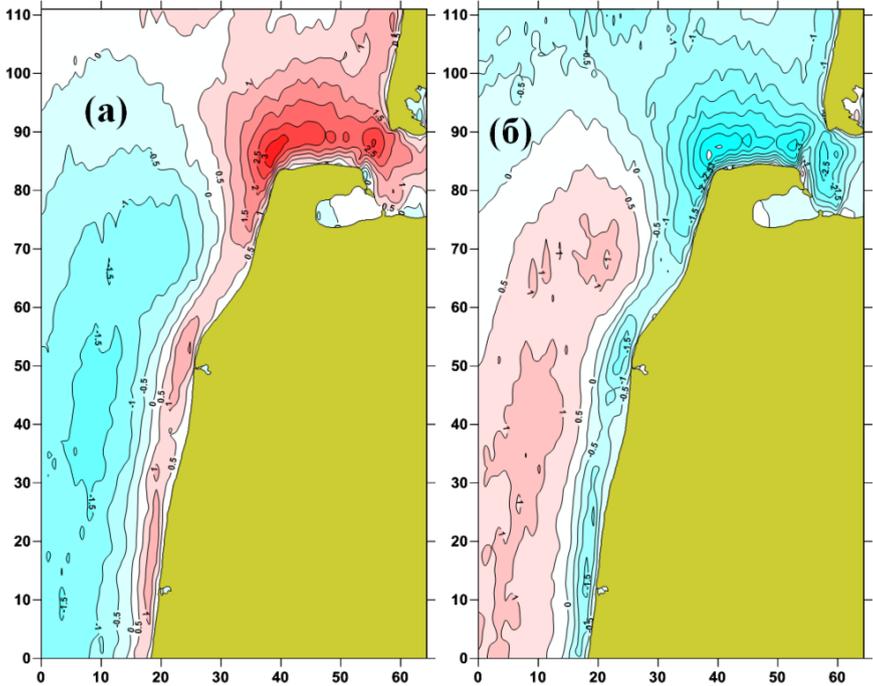


Рисунок 1. Относительная деформация дна (мм) за период трехдневного шторма при преобладающем ветре: (а) – западного направления; (б) – восточного направления (положительные значения деформация дна характеризуют процесс аккумуляции, а отрицательные – размыв).

Отметим также, что полученные расчетные данные отражают известную концепцию относительно обособленных морфо-литодинамических ячеек, локализующихся в пределах береговых вогнутостей (выпуклостей) с естественными границами. Однонаправленный вдольбереговой поток наносов возможен лишь в пределах выровненных участков берега с неизменным направлением береговой составляющей результирующего вектора ветро-волнового воздействия. При смене знака этой составляющей течения и наносы меняют свое направление.

Таким образом, проведена оценка и выявлены зоны наибольшей интенсивности удельного объемного расхода взвешенного вещества и деформаций дна по отдельным направлениям и скоростям экстремального ветра и с учетом его наиболее вероятного (естественного) характера.

Результаты расчетов отражают тенденцию динамики наносов, при которой условия с малым значениями скорости ветра (до 7.5 м/с) не приводят к существенным перемещениям наносов. Наиболее часто наблюдаемые и особо опасные явления погоды связаны с сильными и штормовыми ветрами [1], превышающими значения 15 м/с, когда возможен транспорт большой массы наносов.

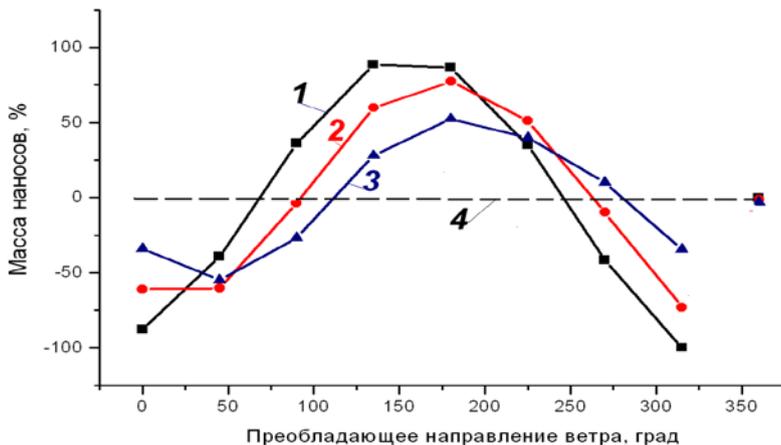


Рисунок 2. Масса транспортируемых наносов (% от максимальной величины 16671.42 т/км<sup>2</sup>) при различном преобладающем направлении ветра в шторме в прибрежной зоне с глубинами: 1 – от 0 до 10 м, 2 – от 10 до 20 м, 3 – от 20 до 30 м в шторма обеспеченности раз в 1 год; 4 – при средних ветрах, характерных в рассматриваемом районе (положительные значения массы наносов характеризуют процесс аккумуляции, а отрицательные – размыв)

Масса транспортируемых наносов в прибрежной зоне с глубинами дна от 0 до 10 м максимальна, и примерно в два раза превышает массу наносов в прибрежной зоне с глубинами дна от 20 до 30 м (рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 17-05-00356), Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 0149-2015-0056 и госзадания 0149-2014-0038

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Российский морской регистр судоходства. Справочные данные по режиму ветра и волнения. Японского и Карского морей. Санкт-Петербург. 2009.
2. Немировская И.А. Изменчивость концентраций и состава углеводов во фронтальных зонах Карского моря // Океанология. 2015. № 4. С.497–507.
3. Асадулин Эн. Э., Мирошников А.Ю., Усачева А.А., Величкин В.И.

Геохимическое распознавание терригенного материала из Оби и Енисея в донных осадках восточной части Карского моря // Докл. РАН. 2015. Т. 461, № 2. С. 207–209.

4. Асадулин Э.Э., Мирошников А.Ю. Распределение разнородных терригенных донных осадков в западной части Карского моря по геохимическим признакам. Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 3. С. 98–105.

5. Диагностический анализ состояния окружающей среды Арктической зоны Российской Федерации (Расширенное резюме). М.: Научный мир, 2011. 200 с.

6. Van Rijn L.C. Sediment transport, part I: bed load transport, part II: suspended transport, part III: bed forms and alluvial roughness // J. Hydraul. Eng. - 1984. - 110. No.12, - p. 1733-1754.

7. Михинов А.Е. Динамика наносов в морской прибрежной зоне. Диссерт. на соиск. уч. степ. доктора геогр. наук., М., 1992, - 183 с

8. Трубкин И.П. Ветровое волнение (взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик) // М.: Научный мир, 2007. 264 с.

It has been established that in the calculation of sediment flows in the coastal zone of the Yamal coast of the South Kara shelf with bottom depths from 0 to 10 m, the velocities of the near-bottom and slope currents, and the velocities of the wave orbital motions become significant.

**Шевченко В.П.**

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

## **Микро- и наночастицы в атмосфере, снежном покрове и дрейфующих морских льдах Арктики**

**Shevchenko V.P.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Micro-and nanoparticles in the atmosphere, snow cover and drifting sea ice of the Arctic**

Ключевые слова: микро- и наночастицы, рассеянное осадочное вещество, Арктика, аэрозоли, снежный покров, дрейфующие льды

Обобщены результаты исследования микро- и наночастиц в атмосфере, снежном покрове и дрейфующих морских льдах Арктики. Показано, что микро- и наночастицы играют важную роль в процессах осадконакопления; они оказывают существенное влияние на окружающую среду и климатические изменения.

Изучение распределения, состава и переноса микро- и наночастиц представляет большой научный интерес и социально-экономически эффективно, так как перенос многих вредных примесей осуществляется в форме мельчайших (мельче 10 мкм) частиц (микро- и наночастиц). Данные о микро- и наночастицах атмосферы необходимы для правильной оценки путей переноса и накопления загрязнений и изменений климата [1].

Микро- и наночастицы в атмосфере (аэрозоли) оказывают огромное влияние на формирование качества воздуха, дальность видимости, разнообразные гетерогенные химические реакции, происходящие на поверхности частиц аэрозоля, и на климат [1–5]. Существуют два главных источника аэрозольных частиц в атмосфере: первичное вещество частиц, возникающее при диспергировании материала с поверхности Земли, и вторичное, которое образуется в результате химических реакций в верхних слоях атмосферы [2].

На основании геохимических исследований и изучения загрязнений арктической атмосферы удалось выявить главные точечные и локальные источники загрязнений (промышленные центры Западной Европы и Северной Америки, Норильск, Кольский п-ов, нефтяные факелы Западной Сибири и северо-востока Европейской части России) [6–11]. Удалось по соотношениям элементов установить "лицо" загрязнений из каждого источника (из крупнейших промышленных областей), проследить конкретные траектории происхождения воздушных масс в Арктике и связанных с ними конкретных загрязнений, места главной разгрузки воздушных масс (депоцентры), сезонный ход процессов.

Роль атмосферных аэрозолей в загрязнении Северного Ледовитого океана, его морей и водосборов весьма разнообразна. Осаждающиеся из

атмосферы антропогенные аэрозоли входят в состав морских вод, растений, животных. Вклад золотого материала в формирование состава вод и донных осадков Северного Ледовитого океана и его морей вполне сравним с вкладом речной взвеси (за пределами маргинальных фильтров), особенно для таких антропогенных микроэлементов как свинец и кадмий [6–8, 11].

Аэрозоли оказывают существенное влияние на климат [4]. Наиболее сильное воздействие на климат оказывают частицы черного углерода (сажи). Черный углерод – мельчайшие частицы, образующиеся при сжигании органического топлива, горении биомассы (главным образом – лесных и степных пожарах) [5]. Сажа также, как и парниковые газы влияет на радиационные свойства атмосферы [5]. Сажа способна переноситься ветрами на сотни и тысячи километров. По оценкам [12] сажевый углерод приводит к снижению альбеда арктического снежно-ледового покрова, что может вызвать увеличение поставки тепла за счет солнечной радиации и оказать существенное влияние на климат Северного полушария в ближайшие десятилетия. В Арктике важным источником черного углерода является сжигание попутных газов на нефтегазовых месторождениях [5, 10]. Кроме этого, воздушными массами переносятся на сотни и тысячи км сорбированные на саже тяжелые металлы и стойкие органические соединения, что способствует загрязнению морей, океанов и суши. В последние 40 лет концентрации черного углерода регулярно измеряют на станциях мониторинга. Дополнительную важную информацию о распределении черного углерода над морями и океанами получают в ходе экспедиционных исследований на научно-исследовательских судах [9, 13–16]. Важное значение изучению аэрозолей Северной Евразии (на водосборах арктических морей и в их акватории) придано в рамках международного проекта Pan-Eurasian Experiment (PEEX) [17].

Снежный покров является природным архивом вещества, поступающего из атмосферы [18]. Снег сохраняется на поверхности почвы или льда и таким образом фиксирует атмосферные выпадения за снежный период года. Нерастворимые микро- и наночастицы (рассеянное осадочное вещество), содержащиеся в снежном покрове, характеризуют зимнюю атмосферу, когда суша покрыта снегом, а реки, озера, моря – слоем льда, т.е. поступление аэрозольного вещества из почвы прилегающих районов минимально, поэтому главное значение приобретает вещество, переносимое в атмосфере от различных дальних источников или от локальных антропогенных источников [19–21].

Исследования последних десятилетий показали, что дрейфующие морские льды являются важным механизмом переноса микро- и наночастиц, включая связанные с ними загрязнения, в Арктике [3, 22–27]. Имеются две основных возможности аккумуляции морским льдом микро- и наночастиц – из воды во время ледостава и из атмосферы. Морской лёд может вбирать в себя большое количество рассеянного осадочного

вещества. Во время сильных морозов кристаллы внутриводного льда захватывают микро- и наночастицы рассеянного осадочного вещества из взмученного придонного нефелоидного слоя, всплывают и вмержают в шугу и формирующий ледовый покров. Наиболее эффективно вмержание в образующийся морской лёд частиц пелитовой и алевритовой размерности. Ввиду того, что многие загрязняющие вещества преимущественно связаны именно с такими частицами, лёд может оказаться загрязнён ими больше, чем вода [23]. Лёд является природным планшетом для накопления осаждающихся аэрозольных частиц (сухие и мокрые выпадения литогенные и биогенные микро- и наночастицы и загрязнения) [21].

В ходе дрейфа льдов происходит перенос огромных масс льда и осадочного материала, представленного в основном микро- и наночастицами, на расстояния в тысячи километров в направлении к проливу Фрама, где льды встречаются с теплым течением из Атлантического океана. Здесь происходит главная разгрузка осадочного материала льдов и находится главный ледовый депоцентр Арктики [3, 21].

Таким образом, показано, что микро- и наночастицы играют важную роль в процессах осадконакопления, влиянии на окружающую среду и климатические изменения.

Автор признателен академику А.П. Лисицыну за поддержку и коллегам, участвовавшим в совместных исследованиях микро- и наночастиц в Арктике, за помощь. Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума РАН в рамках Программ фундаментальных исследований № 3 (проект “Роль аэрозолей ...”) и № 32 (проект “Седиментологические и биогеохимические исследования ...”).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли. Отв. ред. Л.И. Лобковский, Р.И. Нигматулин. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. Brimblecombe P. Air composition and chemistry. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 253 p.
3. Lisitzin A.P. Sea-Ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean. Recent and Past. Berlin: Springer, 2002. 563 p.
4. Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С., Крапивин В.Ф. Свойства, процессы образования и последствия воздействий атмосферного аэрозоля: от нано- до глобальных масштабов. СПб.: ВВМ, 2007. 860 с.
5. Quinn P.K., Stohl A., Arneth A. et al. The Impact of Black Carbon on Arctic Climate. Oslo: Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2011. 72 p.
6. Rahn K.A. Atmospheric, riverine and oceanic sources of seven trace

constituents to the Arctic Ocean // *Atmospheric Environment*. 1981. V. 15. № 8. P. 1507–1516.

7. Шевченко В.П. Аэрозоли – влияние на осадконакопление и условия среды в Арктике. Диссертация на соискание ученой степени канд.геол.-мин. наук. М.: ИО РАН, 2000. 213 с.

8. Виноградова А.А., Шевченко В.П. Роль атмосферных аэрозолей в загрязнении Северного Ледовитого океана и его морей // *Оптика атмосферы и океана*. 2005. Т. 18. № 5–6. С. 387–392.

9. Польшкин В.В., Панченко М.В., Грищенко И.В. и др. Исследования дисперсного состава приводного аэрозоля Белого моря в конце летнего сезона 2007 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. № 10. С. 836–840.

10. Arnold S.R., Law K.S., Brock C.A. et al. Arctic air pollution: Challenges and opportunities for the next decade // *Elementa: Science of the Anthropocene*. 2016. V. 4: 000104, doi: 10.12952/journal.elementa.000104.

11. Kadko D., Galfond B., Landing W.M., Shelley R.U. Determining the pathways, fate, and flux of atmospherically derived trace elements in the Arctic ocean/ice system // *Marine Chemistry*. 2016. Т. 182. P. 38–50.

12. Hansen J., Nazarenko L. Soot climate forcing via snow and ice albedos // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2004. V. 101. P. 423–428.

13. Голобокова Л.П., Польшкин В.В., Кабанов Д.М. и др. Исследования атмосферного аэрозоля в Арктических районах России // *Лёд и снег*. 2013. № 2 (122). С. 129–136.

14. Sakerin S.M., Pol'kin V.V., Kabanov D.M. et al. On measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along the Northern Sea Route // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2015. V. 15. № 21. P. 12413–12443.

15. Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Evangeliou N. et al. Atmospheric black carbon over the North Atlantic and the Russian Arctic seas in summer – autumn time // *Химия в интересах устойчивого развития*. 2016. Т. 24. № 4. С. 441–446.

16. Popovicheva O.B., Evangeliou N., Eleftheriadis K. et al. Black carbon sources constrained by observations in the Russian Arctic // *Environ. Sci. Technology*. 2017. V. 51. № 7. P. 3871–3879.

17. Lappalainen H.K., Kerminen V.-M., Petaja T. et al. Pan-Eurasian Experiment (PEEX): towards holistic understanding of the feedbacks and interactions in the land–atmosphere–ocean–society continuum in the northern Eurasian region // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2016. V. 16. P. 14421–14461.

18. Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.

19. Mullen R.E., Darby D.A., Clark D.L. Significance of atmospheric dust and ice rafting for Arctic sediment // *Geol. Soc. America Bull.* 1972. V. 83. P. 205–212.

20. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р. (Stein R.) и др. Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // *Проблемы Арктики и*

Антарктики. № 75. Результаты исследований высокоширотной Арктики в преддверии Международного полярного года. Санкт-Петербург: ААНИИ, 2007. С. 106–118.

21. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 15. № 1. С. 18–60.

22. Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D. et al. Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // Marine Geology. 1994. V. 119. P. 185–214.

23. Pfirman S.L., Eicken H., Bauch D., Weeks W.F. The potential transport of pollutants by Arctic sea ice // The Science of the Total Environment. 1995. V. 159. P. 129–146.

24. Немировская И.А., Новигатский А.Н. Углеводороды в снежно-ледяном покрове и водах Северного Ледовитого океана // Геохимия. 2003. № 6. С. 651–660.

25. Lisitzin A.P., Shevchenko V.P. Glacial-marine sedimentation // Encyclopedia of Marine Geosciences / J. Harff, M. Meschede, S. Petersen, J. Thiede (eds.). Dordrecht: Springer Science+Business Media, 2016. P. 288–294.

26. Маслов А.В., Шевченко В.П., Белогуб Е.В., Бобров В.А. Концентрации ряда тяжёлых металлов в осадочном материале дрейфующих льдов некоторых районов Центральной и Западной Арктики // Ежегодник-2016. Труды ИГГ УрО РАН. 2017. Вып. 164. С. 76–81.

27. Шевченко В.П., Маслов А.В., Лисицын А.П. и др. Систематика Cr, Co и редкоземельных элементов в осадочном материале дрейфующих льдов северной части круговорота Бофорта // Литосфера. 2017. Т. 17. № 3. С. 59–70.

The results of a study of micro- and nanoparticles in the atmosphere, snow cover and drifting sea ice in the Arctic are summarized. It is shown that micro- and nanoparticles play an important role in the processes of sedimentation, they have a significant impact on the environment and climate change.

***СИСТЕМА БЕЛОГО МОРЯ,  
4-D ИССЛЕДОВАНИЯ***

***WHITE SEA SYSTEM,  
4-D INVESTIGATIONS***

**Агафонова Е.А., Романенко Ф.А., Полякова Е.И.**

(МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: agafonovaelizaveta@mail.ru)

**Расчет скоростей поднятия побережья Кандалакшского залива Белого моря на основе диатомового анализа и радиоуглеродного датирования**

**Agafonova E.A., Romanenko F.A., Polyakova Ye.I.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Calculation of the uplift rates of the Kandalaksha Bay coasts (White Sea) according to diatom analysis and radiocarbon dating**

Ключевые слова: диатомовый анализ, голоцен, палеогеография голоцена, Кандалакшский залив, Белое море

В данной работе представлены результаты анализа геолого-геоморфологических материалов о строении Карельского и Терского берегов и диатомового анализа датированных радиоуглеродным методом колонок отложений (всего 104 образца).

Реконструкции эволюции побережий Белого моря в послеледниковое время представляют значительные трудности, так как связаны с совместным анализом в каждом регионе влияния различных факторов. В первую очередь, это скорости и величины изменений уровня Мирового океана. Во время максимума последнего глобального оледенения (18–17 <sup>14</sup>C тыс. л.н.) уровень Мирового океана, включая Северный Ледовитый океан, был ниже современного более чем на 100 м. Современного положения уровень Мирового океана достиг около 6–5 <sup>14</sup>C и, в последующем, в отдельные периоды голоцена либо превышал его на несколько метров, либо оставался на современном уровне [1, 2] При этом скорости гляциоэвстатической трансгрессии были неравномерными и максимальные значения имели в начале трансгрессивного этапа [2, 3]. Скорости гляциоизостатического подъема побережий Белого моря также были неравномерными во времени и имели значительные региональные особенности [3–7], которые в последние годы благодаря современным возможностям методов датирования отложений (AMS <sup>14</sup>C, OSL-метод и др.), активно изучаются.

За последние 3 года в рамках практик и экспедиций кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ на Карельском и Терском берегах Белого моря нам удалось пробурить серию скважин (всего 9 скважин общей длиной около 29 м) и отобрать 247 образцов на диатомовый анализ и радиоуглеродное датирование (рис. 1).

Так, по данным диатомового анализа и радиоуглеродного датирования колонок озерно-болотных отложений было установлено, что в интервале от 10000–9000 лет тому назад юго-западный берег Кандалакшского залива в

районе п. Лесозаводского испытывал резкое воздымание со скоростью 4–5 см/год. В интервале 9000–3000 лет тому назад скорость поднятия составляла 1 см/год. Позднее скорость уменьшилась до 0.5 см/год [3].

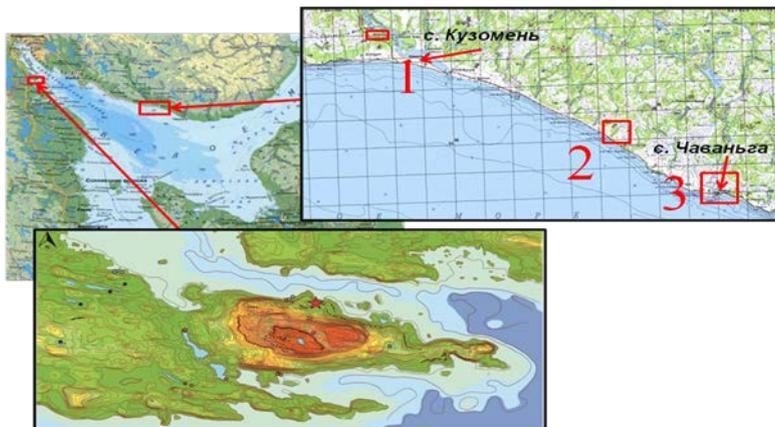


Рисунок 1. Участки работ на Карельском и Терском берегах.

Аналогичными исследованиями Ф.А. Романенко и О.С. Шиловой [7] определено, что в начале голоцена в интервале 9.5–5 тыс. л.н. скорость поднятия блока полуострова Киндо Карельского берега Белого моря была равна 9–13 мм/год. С середины голоцена поднятие становится менее интенсивным, около 5–5.5 мм/год. Для последней тысячи лет скорость поднятия оценивается примерно в 4 мм/год. При этом поверхности высотой 3–5 м вышли из-под уровня затопления морскими водами за последнее тысячелетие.

Некоторое замедление скорости в атлантическое время связывают с трансгрессией тапес [7], следы которой также были обнаружены нами в колонках Терского берега. Морские отложения атлантического времени на Карельском и Терском берегах находятся практически на одной высоте (19–20 м). Данный факт может свидетельствовать о том, что в течение последних 5800 лет скорость поднятия Карельского берега лишь незначительно превышала скорости поднятия Терского берега.

В результате диатомового анализа и радиоуглеродного датирования отложений о. Великого, нам удалось установить, что начало торфообразования на острове приходится на интервал – 1895 до 1949 г. [8]. Отсутствие в разрезе торфов говорит о длительности накопления содержащих малое количество органики осадков, что свидетельствует о том, что часть острова, приуроченная к Западно-Великоостровскому морфоструктурному блоку [9], находилась в более спокойной

тектонической обстановке. Также это может быть связано с активным гидродинамическим режимом в проливе, который существовал здесь до конца суббореального времени. Скорость поднятия блока с конца суббореального периода около 2.3–2.6 мм/год, что существенно меньше скоростей поднятия на противоположной стороне грабена, на п-ве Киндо [7, 8].

Также нами был произведен расчет скоростей поднятия территории, примыкающей к полуострову Киндо с запада, за разные промежутки времени. Рассмотрим алгоритм расчета на примере блока озера Мокрого [10]. Так как к началу суббореального времени была потеряна связь с морем, и произошло формирование меромиктического водоема, то за последние 4.5 тыс. лет поверхность поднялась на 7.4 м (9.6 м – современная высота участка над уровнем моря минус 2.2 м – мощность более молодых осадков). Следовательно, скорость поднятия с конца суббореального периода около 1.6 мм/год ( $7.4 \text{ м} * 1000 / 4500 \text{ лет}$ ). Исходя из этого, можно сделать вывод, что скорость поднятия морфоструктурного блока, на котором расположено озеро Мокрое значительно меньше скорости поднятия полуострова Киндо [7] и несколько меньше скорости поднятия западной части о. Великого. Аналогично нами были рассчитаны скорости поднятия блоков озёр Тетеревиного (2.4 мм/год с конца бореального периода) и Долгого (0.7 мм/год с начала атлантического времени). На основе полученных материалов и ранее опубликованных данных о времени выхода поверхности из-под уровня моря [7] были составлены схемы положения береговой линии на разные временные срезы голоцена, в результате анализа видов-индикаторов сообществ диатомовых водорослей были восстановлены значения солености моря (рис. 2).

*Таким образом,* формирование отложений и рельефа Карельского и Терского берегов в послеледниковое время происходило в условиях трансгрессивно-регрессивных перемещений береговой линии, сводового и блокового поднятия территории и климатических изменений. Вышеперечисленные факторы оказывали сильное влияние на состав диатомовых ассоциаций. В рельефе колебания уровня моря выражены в виде часто встречаемых серий поднятых береговых линий.

Во всех изученных колонках Карельского берега, выделенные диатомовые зоны характеризуют постепенный переход от открытого морского залива до современного озера через стадию меромиктического водоема. При этом площадь суши постоянно возрастала в течение последних 10 тысяч лет. При таких изменениях конфигурации побережья быстро менялись литодинамические условия, что отражается в мозаичности и разнообразии рельефа берегов.

Блоковое строение северной части Карельского берега отражается в облике рельефа. Наиболее активно поднимающиеся блоки характеризуются большей абсолютной высотой, большим количеством каменных хаосов,

обнажённых скальных возвышенностей, гряд и сбросовых уступов по сравнению с блоками, скорость поднятия которых ниже, из-за чего там часто образуются сначала лагуны, а затем болота.

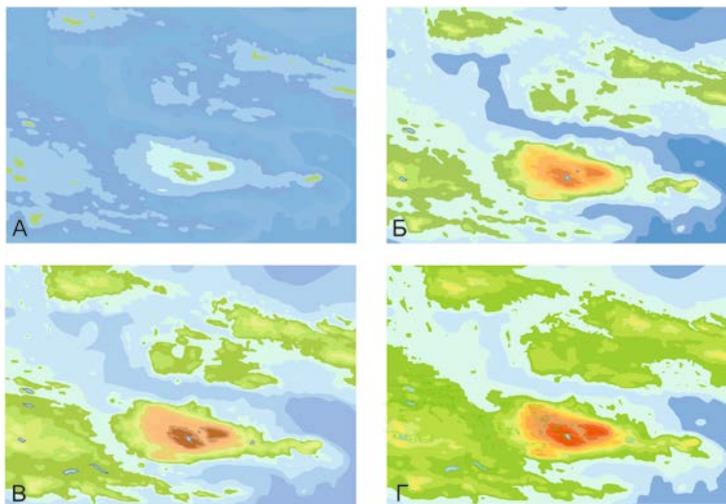


Рисунок 2. Схемы положения береговой линии (А – 10 тыс. л.н.; Б – 5,8 тыс. л.н.; В – 3 тыс.л.н.; Г – настоящее время).

Для отложений Терского берега отмечено низкое разнообразие и низкие концентрации диатомей, связанные с дистрофностью исходных водоемов. В колонках выделяются стадии изоляции исходных морских водоемов, схожие по составу диатомовых ассоциаций с меромиктическими озёрами Карельского берега, однако литология отложений сильно различается.

Хотя Карельский и Терский берега располагаются на разных бортах Кандалакшского грабена и величина поднятия Карельского берега заметно больше, чем Терского, скорости поднятия обоих берегов с конца атлантического времени были очень близки.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М. ГЕОС, 1999. 229 с.
2. Kaplin P.A., Selivanov A.O. Lateglacial and Holocene sea level changes in semi-enclosed seas of North Eurasia: examples from the contrasting Black and White seas // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Elsevier BV. 2004. P. 19–36.
3. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я., Корнер Д. Постледниковые гляциоизостатические движения на северо-востоке Балтийского щита //

Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 15–25.

4. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С. и др. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на карельском берегу (район поселка Энгозеро, северная Карелия) // ДАН. 2013. Т. 449. № 5. С. 587–592.

5. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // ДАН. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.

6. Зарецкая Н. Е., Репкина Т. Ю. Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги) // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. М.: ГЕОС, 2015. С. 185–189.

7. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последлениковское поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // ДАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.

8. Agafonova E.A. Paleogeography of the northwest coast of the White Sea in the Holocene // The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13–24 June 2016, Novosibirsk, Russia). P. 270 – 271.

9. Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. М.: Paulsen, 2008. 187 с.

10. Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Романенко Ф.А. Данные диатомового анализа озерно-болотных отложений участка Карельского берега Белого моря (п-ов Киндо) // Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран / под. ред. Т.С. Шелеховой. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. С. 64–68.

Features of the Kandalaksha Bay coasts development and the sedimentation conditions in the Holocene relate to postglacial uplift, climate change, sea-level fluctuations and patchiness of hydrodynamic conditions. On the basis of diatom analysis and radiocarbon dating of lake and marsh sediments the rates of uplift Kandalaksha Bay coasts were estimated.

**Алабян А.М.<sup>1</sup>, Алексеева А.А.<sup>1</sup>, Демиденко Н.А.<sup>2</sup>,  
Кашицына А.С.<sup>1</sup>, Лебедева С.В.<sup>2</sup>, Льюменс М.<sup>3</sup>,  
Медин А.М.<sup>1</sup>, Одоев Л.С.<sup>1</sup>, Панченко Е.Д.<sup>1</sup>,  
Повалишникова Е.С.<sup>1</sup>, Попрядухин А.А.<sup>1</sup>, Терский П.Н.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, e-mail: anna-artemovna@yandex.ru; <sup>2</sup>Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова», Москва; <sup>3</sup>Университет Твенте, Энсхеде, Нидерланды)

**Полевые гидрологические исследования устьев рек  
Онежского залива в зимнюю и летнюю межень  
2016–2017 гг.**

**Alabyan A.M.<sup>1</sup>, Alekseeva A.A.<sup>1</sup>, Demidenko N.A.<sup>2</sup>,  
Kashitsyna A.S.<sup>1</sup>, Lebedeva S.V.<sup>2</sup>, Leummens M.<sup>3</sup>,  
Medin A.M.<sup>1</sup>, Odoev L.S.<sup>1</sup>, Panchenko E.D.<sup>1</sup>,  
Povalishnikova E.S.<sup>1</sup>, Popryadukhin A.A.<sup>1</sup>, Tersky P.N.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Zubov State Oceanographical Institute, Moscow; <sup>3</sup>University of Twente, Enschede, the Netherlands)

**Hydrological field research of the Onega Bay river mouths in  
winter and summer low-water seasons of 2016 and 2017**

Ключевые слова: приливная устьевая область; гидродинамика; приливный цикл; летняя межень; зимняя межень; Онега; Кянда; Тамица; Белое море

Представлены результаты гидрометрических измерений в эстуарии Онеги и устьевых областях малых рек Кянда и Тамица, впадающих в Онежский залив Белого моря. Измерения выполнены в ходе летних экспедиций 2016 и 2017 гг., а также зимой 2017 г. Задачей работы было получение гидрометрических и гидрографических данных для разработки, калибровки и верификации гидродинамических моделей, ориентированных на исследование динамики потока в мезоприливных устьях рек различного размера при различных сочетаниях факторов речного и морского генезиса.

В ходе двух летних и одной зимней экспедиций в 2016-2017 годах были проведены исследования гидродинамических особенностей взаимодействия речных и морских вод в устьях рек Онежского залива – Онеги, Кянды и Тамицы.

Данные работы на устьевых участках включали в себя единовременное измерение уровней, расходов и скоростей течения воды в течение приливного цикла в двух створах - в устьевом и в некотором расстоянии выше по течению. Измерения расходов и скоростей течения выполнялись с дискретностью 15–30 мин. (в зависимости от фазы приливного цикла) при непрерывной фиксации уровней воды. Также проводились исследования дальности проникновения соленых вод на устьевой участок и стационарные

наблюдения за изменением солености во времени.

Для выполнения работ применялось современное оборудование, позволяющее получать гидрологическую информацию с высокой степенью подробности и точности. Для фиксации колебаний уровней воды использовались автономные цифровые регистраторы («логгеры») фирм Solinst и Keller. Планово-высотная привязка логгеров производилась с помощью дифференциальной системы спутникового позиционирования (DGPS), состоящей из приемников Trimble 5700, Javad Triumph-VS и Javad Triumph-1. Для определения расходов воды использовались акустические доплеровские профилографы течений RiverRay фирмы Teledyne RD-instruments.

Устье реки Онеги – простое приливное устье с коротким однорукавным устьевым участком длиной 26 км и открытым отмельным устьевым взморьем. В устье Онеги расположен административный центр Онежского района Архангельской области – город Онега и одноименный морской порт, основным перевозимым грузом которого является лес и продукты его переработки, ввиду чего гидрологический режим устья реки и прилегающей морской акватории важен для организации судоходства.

Водный режим р. Онеги характеризуется высоким весенним половодьем и низкой зимней меженью, летняя межень часто прерывается дождевыми паводками. В настоящее время на р. Онеге действует шесть гидрологических постов, замыкающий створ – с. Порог находится в 30 км от устьевого створа. Среднегодовое расходом воды у этого поста составляет 501 м<sup>3</sup>/с, максимальный – 4920 м<sup>3</sup>/с, минимальный – 82,6 м<sup>3</sup>/с.

В безледный период средняя величина прилива на устьевом взморье составляет 2.38 м, приливы полусуточные. Время падения уровня превышает время подъема, и форма кривой прилива асимметрична. Выше города Онега, в 6 км выше устьевого створа, из-за уменьшения глубин происходит значительное сокращение высоты приливной волны. К 15 км от устья величина прилива уменьшается на 68%, к 25 км – на 98%. В зимний период ледяной покров еще сильнее «гасит» приливную волну. При наибольшем развитии припая на устьевом взморье величина прилива может уменьшиться на 45% относительно средней величины для летнего периода [2].

Несмотря на отсутствие постоянного устьевого гидрологического поста, устье Онеги можно считать относительно изученным ввиду большого количества экспедиционных исследований, проведенных на нем в конце прошлого века. Тем не менее, полевые работы чаще проводились в теплый период года [1, 2], а в зимних условиях [3] особенности гидродинамики эстуария Онеги исследованы не столь подробно.

В связи с этим основной целью зимней экспедиции 2017 г. являлось исследование процессов формирования гидролого-гидрохимического режима приливного устья р. Онеги в зимний период, а также процессов

смешения речных и морских вод. В рамках экспедиции впервые были проведены подробные зимние комплексные исследования гидрологических процессов. Полевые исследования в феврале 2017 г. проводились во время сизигийных приливов и при различных синоптических условиях.

Величина измеренных колебаний уровня в устьевом створе, а также в створах, расположенных в 2 и 6 км выше по течению, составили около 1,5 м при спокойной синоптической обстановке и до 2.1 м при нагоне. К 12 км величина приливной волны уменьшалась на 38-44%; к 18 км – на 80% при спокойной синоптической обстановке и на 67% при нагоне. Граница распространения приливных колебаний находилась в районе 22 км от устьевого створа.

Впервые зимой на устьевом участке реки Онеги были измерены расходы воды в течение приливного цикла. По результатам измерений расход воды в створе в 6 км от устья изменялся от «минус» 1020 м<sup>3</sup>/с на приливе до «плюс» 750 м<sup>3</sup>/с на отливе. Рассчитанный средний за приливный цикл расход воды составил 80 м<sup>3</sup>/с, что примерно соответствует значению измеренного расхода в створе гидрологического поста с. Порог.

Для сравнения, по данным, полученным в ходе экспедиции в августе 2017 г., в 6 км от устья диапазон изменения расходов воды составил от «минус» 109 м<sup>3</sup>/с до «плюс» 2790 м<sup>3</sup>/с, что объясняется повышенным стоком реки (более 1200 м<sup>3</sup>/с), вызванным долговременными дождям в течение летних месяцев.

Как упоминалось выше, гидрологический режим, морфологические и гидродинамические особенности р. Онеги можно назвать относительно изученными. Гораздо меньше внимания исследователями уделялось устьевым областям малых рек, которые могут послужить полигонами для отработки полевых методов изучения динамики приливных волн и стгонно-нагонных явлений, а также их моделирования.

В связи с этим летом 2016 и 2017 гг., а также зимой 2017 г. были проведены комплексные исследования гидродинамического режима малых рек Кянды и Тамицы, впадающих также в Онежскую губу Белого моря. Эти реки сходны по водоносности и гидрологическому режиму, однако существенно различаются по морфодинамике русла и взморья. Особый интерес представляло сравнение летних и зимних параметров приливного цикла, а также сравнение «классического» летнего межлетнего периода 2016 г. с ситуацией повышенного летнего стока в 2017 г.

Река Кянда впадает в Кяндский залив, расположенный в юго-восточной части Онежской губы. Устье реки подвержено воздействию полусуточных приливов величиной 2–2.5 м. Длина устьевого участка составляет около 9 км, для русла реки характерно свободное меандрирование. Ширина русла составляет в среднем 30–40 м, постепенно увеличиваясь в направлении моря и достигая 100–120 м в районе устьевого.

Отмелое устьевое взморье трансформирует приливную волну,

приходящую к устью Кянды, что приводит к асимметричности ее формы. Время подъема в нижнем створе составляет 4 часа 20 минут, время спада – 8 часов 10 минут, а в 6.4 км выше – 2 часа 45 минут и 9 часов 40 минут соответственно. В сизигию в устьевом створе Кянды величина прилива составляла около 2.1 м.

Расход воды в устьевом створе Кянды в течение приливного цикла летом 2016 г. изменялся в диапазоне от «минус» 136 м<sup>3</sup>/с до «плюс» 85 м<sup>3</sup>/с. Максимальный приливный расход воды в верхнем створе составил «минус» 55 м<sup>3</sup>/с, максимальный расход воды на отливе был равен 34 м<sup>3</sup>/с; при этом стоковый речной расход воды составлял около 5 м<sup>3</sup>/с.

В 2017 г. комплексные работы в устье Кянды проводились в створах в 3 и 4.5 км от устьевого. В 3-х км от устьевого створа (верхняя граница участка 2016 года) максимальный расход на приливе составил «минус» 42 м<sup>3</sup>/с, максимальный отливный расход – «плюс» 34 м<sup>3</sup>/с; в 4,5 км максимальный расход на приливе составил «минус» 26 м<sup>3</sup>/с, на отливе – «плюс» 24 м<sup>3</sup>/с.

Тамица впадает в Онежскую губу в 15 км южнее Кяндского залива, ее устье подвержено воздействию таких же приливов, как и устье Кянды, однако ввиду особенностей морфологии взморья и конфигурации устьевого створа в русло реки морская вода проникает лишь эпизодически. Длина устьевого участка реки составляет около 2 км. Ширина русла на большей части устьевого участка составляет около 50–70 м, увеличивается до 180–190 м в разветвлении, а также в нижнем крыле излучины, вновь сужаясь к устьевому створу до 40–45 м.

Волна, подходящая к устьевому створу Тамицы, имеет практически симметричную форму, однако ввиду геоморфологических особенностей затухание волны при движении по взморью и вверх по руслу Тамицы происходит значительно интенсивнее.

В устьевом створе р. Тамицы диапазон изменения расходов воды летом 2016 г. был значительно меньше, чем в устье Кянды: максимальный отливный расход, составивший 25 м<sup>3</sup>/с, превосходил приливный расход, равный «минус» 17 м<sup>3</sup>/с при стоковом расходе около 8 м<sup>3</sup>/с. Максимальный приливный расход к верхней границе исследуемого участка – примерно в 750 м от устьевого створа – был практически в четыре раза ниже – он составил «минус» 4.8 м<sup>3</sup>/с, при том, что отливный расход практически не уменьшился, составив 16 м<sup>3</sup>/с.

В августе 2017 г. в устьевом створе при максимальном отливном расходе «плюс» 35 м<sup>3</sup>/с – на 10 м/с больше, чем в 2016 г. – максимальный приливный расход составил «минус» 19 м<sup>3</sup>/с. В верхнем створе максимальный приливный был уже в 7 раз меньше, чем в устьевом створе – он составил «минус» 5.2 м<sup>3</sup>/с при отливном «плюс» 23 м<sup>3</sup>/с. Как отливный, так и приливный расходы были выше, чем за год до этого, однако в 2017 г. наблюдалось более интенсивное уменьшение приливного расхода воды

вверх по течению реки.

Также в обе экспедиции на устьевом участке Тамицы были отмечены существенные (до  $15 \text{ м}^3/\text{с}$ ) пульсации величины расхода и скорости течения с периодом в десятки минут, которые отчетливо фиксировались как инструментально, так и визуально.

Характерной особенностью движения волны по руслу как Кянды, так и Тамицы является практически одновременное наступление максимумов уровня воды во всех створах.

В ходе зимней экспедиции 2017 г. были проведены аналогичные работы. На Кянде были выбраны створы в 3-х и 4.5 км от устьевого створа; на Тамице измерения проводились в тех же створах.

Характерная амплитуда приливных колебаний уровней воды в устьевом створе Тамицы составила от 0.9 до 1.7 м; в створах излучины и в ухвостья острова – от 0.2 до 0.9 м в зависимости от синоптических условий, из чего можно было сделать вывод о том, что при безветренных условиях наличие ледяного покрова приводит к уменьшению амплитуды приливных колебаний уровня воды в 1.5–2 раза.

Работа является частью научных исследований по проекту РФФИ №16-05-01018а «Исследование динамики приливных волн и сгонно-нагонных явлений в устьях рек бассейна Белого моря». Зимние полевые работы 2017 г. были проведены совместно с экспедицией НСО кафедры гидрологии суши Географического факультета МГУ.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Лупачев Ю.В. Особенности гидрологического режима устьевой области Онеги // Труды ГОИН. 1982. Вып. 161. С. 92–96.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том II. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.
3. Зырянов В.Н., Лейбо А.Б. Эволюция приливной волны в устье реки с ледяным покровом // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М.: Наука, 1985. С. 237–246.

The results of flow measurements in the Onega estuary and in the mouth areas of small rivers the Kyanda and the Tamitsa flowing into the Onega Bay of the White Sea are presented. Measurements were made during summer expeditions of 2016 and 2017, as well as in winter 2017. The aim of the work was to obtain hydrometric and hydrographic data for the development, calibration and verification of hydrodynamic models directed to investigation of flow dynamics in meso-tidal estuaries of various dimensions for different combinations of river and marine factors.

**Алабян А.М.<sup>1</sup>, Алексеева А.А.<sup>1</sup>, Демиденко Н.А.<sup>2</sup>, Лебедева С.В.<sup>2</sup>, Одоев Л.С.<sup>1</sup>, Панченко Е.Д.<sup>1</sup>, Попрядухин А.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, e-mail: panchenko.zhe@yandex.ru; <sup>2</sup>ФГБУ «ГОИН им. Н.Н. Зубова», Москва

**Полевые гидрологические исследования в дельте Северной Двины летом 2016 и 2017 гг.**

**Alabyan A.M.<sup>1</sup>, Alekseeva A.A.<sup>1</sup>, Demidenko N.A.<sup>2</sup>, Lebedeva S.V.<sup>2</sup>, Odоеv L.S.<sup>1</sup>, Panchenko E.D.<sup>1</sup>, Popryaduhin A.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Zubov State Oceanographical Institute, Moscow)

**The field hydrological research of the Northern Dvina delta in summer 2016 and 2017**

Ключевые слова: Северная Двина, Белое море, дельта, гидродинамика, приливная устьевая область, приливный цикл, расходы воды, соленость воды

Представлены результаты гидрометрических измерений в течение приливного цикла в протоках Северной Двины Маймакса и Кузнечиха, выполненных летом 2016 и 2017 гг. Полевые исследования были направлены на сбор данных для верификации и детализации двумерной гидродинамической модели устьевой области Северной Двины в рамках отработки методики комплексного анализа динамики потока водного объекта, основанной на сочетании современных методов гидрологических исследований (полевые работы, моделирование, ГИС, анализ ДЗЗ).

Дельта Северной Двины является уникальным природным объектом со сложной гидрографической сетью. Она подвержена воздействию приливов и нагонов, что во многом определяет ее сложный гидродинамический режим. В дельте расположены крупный город и порт Архангельск, центр судостроения и судоремонта Северодвинск. Развитая хозяйственная деятельность в устье Северной Двины определяет ряд задач, связанных с мониторингом состояния водного объекта: исследование затопления дельты в половодье нагоны, оценка дальности проникновения соленых морских вод по рукавам дельты, наблюдение за изменением распределения расходов воды в рукавах дельты в зависимости от водности реки и воздействия приливов и нагонов, решение задач обеспечения бесперебойного судоходства и т.д.

За последние десятилетия произошло существенное сокращение наблюдательной сети устьевых станций, в том числе и в дельте Северной Двины. Это привело к необходимости оптимизации и модернизации методов мониторинга устьевых процессов, что предлагается выполнять посредством сочетания методов экспедиционных исследований, математического моделирования и анализа данных дистанционного зондирования [1–3]. Преимуществом предлагаемой методики является то,

что откалиброванная и верифицированная модель конкретного приливного устья позволяет по эпизодическим гидрологическим измерениям воспроизводить непрерывную во времени и пространстве картину взаимодействия морского и речного факторов, а значит, может решать некоторые из перечисленных выше задач. Помимо этого, гидродинамическая модель может использоваться для ретроспективного, сценарного и упреждающего моделирования развития опасных гидрологических процессов [5–7].

Для детализации и верификации двумерной гидродинамической модели устьевой области Северной Двины [2, 3] необходимо проведение комплексных гидрометрических измерений. Настоящая работа представляет результат полевых гидрологических исследований в протоках дельты летом 2016 и 2017 гг., выполненных в соответствии с предложенной методикой.

Северная Двина является рекой с весенним половодьем и преобладающим снеговым питанием. В вершине устьевой области в с. Усть-Пинега расположен гидрологический пост, норма стока у этого поста составляет 3330 м<sup>3</sup>/с. Около половины стока приходится на период половодья с мая по июнь, за период с июля по ноябрь на каждый месяц приходится не более 8% стока воды [2].

В дельте Северной Двины выделяются три главных рукава – Никольский, Мурманский и Корабельный, и две крупные протоки – Кузнечика и Маймакса. Несколько десятков второстепенных протоков, перераспределяют сток воды между основными рукавами, образуя сложную гидродинамическую систему. Описанные в работе измерения проводились в используемых для судоходства протоках Маймакса (июль 2016 г.) и Кузнечиха (август 2017 г.). Предполагалось, что результаты измерений будут сопоставимы друг с другом, однако при одинаковой величине прилива (то есть одинаковом воздействии на гидродинамику морского фактора) речной сток во время измерений в 2017 г. был значительно выше среднего межлетнего.

Комплексные работы в протоках включали в себя измерения расходов и скоростей течения воды за приливный цикл в двух створах, расположенных в верхней и нижней части каждой из протоков, с дискретностью 30 мин., непрерывную фиксацию уровней воды в верхнем и нижнем створе, а также в нескольких промежуточных. Для Маймаксы также проводились измерения солености воды и соответствующих скоростей течения с целью определения дальности проникновения вод соленостью 1 psu и исследования процесса вымывания солоноватых вод из придонных горизонтов в период отлива, а также стационарно на нижней границе протоки на вертикали, расположенной на фарватере.

Для выполнения работ использовалось новейшее оборудование, в последнее десятилетие активно внедряемое в практику гидрологических исследований, позволяющее получать большие объемы фактических

данных с меньшими затратами в условиях нестационарности течений. Для фиксации колебаний уровня воды использовались автономные цифровые регистраторы (логгеры) фирм Solinst (Канада) и Keller (Швейцария), запрограммированные на запись значений давления каждые пять или одну минуту. Для приведения данных к уровням в единой системе высот производился учет колебаний атмосферного давления и планово-высотная привязка логгеров с использованием дифференциальной системы спутникового позиционирования (DGPS), состоящей из приемников Trimble 5700, Javad Triumph-VS и Javad Triumph-1. Погрешность определения отметки уровня не превышала точности стандартных гидрометрических измерений – 1 см. Для определения расходов воды использовались акустические доплеровские профилографы течений RiverRay фирмы Teledyne RD-instruments (США). Приборы позволяют измерять скорости течения воды в диапазоне 0.03–4 м/с.

Протяженность участка работ в 2016 г. на протоке Маймаксе от места ее ответвления от Корабельного рукава до слияния с Кузнечихой у порта Экономия составляла 13 км. Зафиксированная величина прилива в нижнем створе (у порта Экономия) была равна 0.99 м, а в верхнем – 0.92 м. Время подъема уровня воды в среднем составляло 6 часов 43 минут, а время спада – 5 ч 47 мин. Расход воды у порта Экономия в течение приливного цикла изменялся от –1330 м<sup>3</sup>/с (знак «минус» соответствует течению из реки в море) до 1890 м<sup>3</sup>/с, в тринадцати километрах выше от –1130 м<sup>3</sup>/с до 1530 м<sup>3</sup>/с. Дальность проникновения вод соленостью 1 psu составила порядка десяти километров.

В 2017 г. измерения проводились в Кузнечихе на участке длиной 24 км. Уровень воды в нижнем створе в течение приливного цикла изменялся на 0.90 м, в верхнем – на 0.75 м. Среднее время подъема уровня воды составляло 6 часов 46 мин., а время спада 5 ч 44 мин. Расход воды у порта Экономия изменялся в диапазоне от –610 м<sup>3</sup>/с до 1652 м<sup>3</sup>/с, в верхнем створе от –4.83 м<sup>3</sup>/с до 561 м<sup>3</sup>/с. Соленость воды в районе Экономии в течение приливного цикла не изменялась и соответствовала фоновым речным значениям, что связано с повышенной водностью реки в период измерений.

Работа является частью научных исследований по проекту РФФИ «Исследование динамики приливных волн и сгонно-нагонных явлений в устьях рек бассейна Белого моря» (№16-05-01018 А).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лебедева С.В., Алабян А.М. Методика исследования динамики потока в устьевых областях крупных рек и ее реализация для устья Северной Двины // Сб. тезисов международной научно-практической конференции «Вторые Виноградовские Чтения. Искусство гидрологии» памяти Ю.Б. Виноградова. СПб., 2015. С. 337–341.
2. Лебедева С.В. Динамика потока в многорукавном приливном устье

крупной реки (на примере р. Северная Двина). Дисс... канд. геогр. наук, МГУ, 2016. 211 с.

3. Лебедева С.В., Алабян А.М. Наводнения в устьевой области Северной Двины: моделирование и прогноз // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики. Т. 2. М.: Лига-Вент, 2016. С. 146–160.

4. Третьяков М.В., Иванов В.В. Состояние и проблемы развития технологий оценки и прогнозирования интрузии морских вод // Труды ГОИН. 2013. Вып. 214. С. 200–212.

5. Лебедева С.В., Алабян А.М., Крыленко И.Н., Федорова Т.А. Наводнения в устье Северной Двины и их моделирование // Геориск. 2015. № 1. С. 18–25.

6. Alabyan A.M., Lebedeva S.V., Panchenko E.A. Hydrodynamic modeling as a tool for flood hazard assessment in river mouths: case study of the White Sea // Материалы Международной конференции "Водный форум БРИКС", М.: ВШЭ, 2016. С. 132–134.

7. Алабян А.М., Зеленцов В.А., Крыленко И.Н. Создание интеллектуальных информационных систем оперативного прогнозирования речных наводнений // Вестник Российской академии наук, 86(2):127–137, 2016.

The results of hydrometric measurements of summer 2016 and 2017 during tidal cycle in The Northern Dvina delta branches Maimaksa and Kuznechikha are represented. The fieldwork was directed specially for data collecting for validation of 2D hydrodynamic model of the Northern Dvina lower reaches.

**Алабян А.М., Панченко Е.Д., Алексеева А.А.**

(Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва, e-mail: andrei\_alabyan@mail.ru)

**Динамика потока в устьевых областях малых рек бассейна Белого моря и возможность применения 1D моделей**

**Alabyan A.M., Panchenko E.D., Alekseeva A.A.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Flow dynamics of small estuaries of the White Sea basin and possibility of 1D modeling**

Ключевые слова: приливная устьевая область; Кянда; Тамица; Сёмжа; приливный цикл; реверсивное течение; коррективы скорости; отрицательная турбулентная вязкость; гидравлическое сопротивление.

Исследованы вариации гидравлических характеристик в течение приливного цикла в рамках одномерной схематизации речного потока для мезоприливных устьев рек Кянда и Тамица, впадающих в Онежскую губу Белого моря, и гиперприливногo устья реки Сёмжа, впадающей в эстуарий Мезени. Показано, что возможность учета изменения гидравлического сопротивления и коррективов скорости в ходе приливного цикла является важнейшим условием применимости одномерных моделей.

Устья рек бассейна Белого моря являются уникальными водными объектами, для которых характерно весьма разнообразное проявление гидрологических и гидродинамических факторов как морского, так и речного генезиса. Многообразие морфологических типов устьевых областей рек, впадающих в Белое море (от эстуариев до многорукавных дельт), а также диапазон изменения параметров речного стока и величины прилива в разных частях морского побережья позволяют рассматривать Беломорский бассейн как уникальный природный полигон для гидродинамических исследований.

В то время как морфология, гидрологический режим и гидродинамические особенности устьев крупных рек Беломорского бассейна – Северной Двины, Онеги и Мезени исследованы достаточно детально, устьевым областям многочисленных малых рек уделялось значительно меньше внимания. Появление принципиально нового гидрометрического и геодезического оборудования, такого как акустик-доплеровские измерители течений, автономные регистраторы уровня и солености воды, а также дифференциальные системы спутникового позиционирования, позволило выполнять гидрологические исследования со значительно большей полнотой и детальностью. В приливных устьях, где изменения уровней воды, направления и скорости течения происходят очень быстро, изучение некоторых аспектов гидродинамики потока

традиционными методами (с использованием гидрометрических вертушек и геометрического нивелирования) ранее было в принципе невозможно.

В 2015–2017 гг. в ходе полевых работ в устьевых областях малых рек Кянда и Тамица, впадающих в Онежский залив Белого моря, а также в гиперприливном устье р. Сёмжи, впадающей в эстуарий Мезени, были выполнены серии гидрометрических измерений, направленных на изучение изменений гидравлических параметров речного потока в течение приливного цикла [1–3]. Полученные натурные данные использовались для калибровки и верификации гидродинамических моделей [4–6], при этом было замечено, что даже наиболее апробированные модели, демонстрирующие хорошее соответствие натурным данным для «обычных рек», не всегда адекватно отражают некоторые специфические черты динамики потока в приливных устьях.

Принимая во внимание, что для устьевых участков малых рек длина моделируемого участка на два и более порядка превышает ширину русла, и на три и более порядков – его глубину, применение одномерных моделей (по крайней мере, на начальном этапе исследований) представлялось наиболее целесообразным. При подборе значений коэффициента шероховатости, являющегося главным калибровочным параметром моделей, было установлено, что без учета изменений гидравлического сопротивления в ходе приливного цикла одновременного достижения соответствия модели натурным данным по таким параметрам, как высота и скорость движения приливной волны, добиться не удастся.

Для расчетов неустановившегося движения воды в реках в рамках одномерной модели (параметры потока осреднены по его поперечному сечению) используется система уравнений Сен-Венана, в начале прошлого века называемых также уравнениями Буссинеска [7]. Эта гиперболическая система дифференциальных уравнений в частных производных состоит из уравнения движения (1) и уравнения неразрывности (2):

$$\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\alpha u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} = I - I_{\text{мп}}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial(u\omega)}{\partial x} + \frac{\partial\omega}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

где  $x$  – координата по оси, направленной по течению,  $I$  – «геометрический» уклон водной поверхности (принимается положительным при понижении водной поверхности в направлении оси  $x$ , соответствующем «нормальному» течению из реки в море),  $g$  – ускорение свободного падения,  $\omega$  – площадь поперечного сечения потока,  $u$  – средняя скорость течения,  $t$  – время,  $\alpha$  – коэффициент Кориолиса (корректив кинетической энергии),  $\alpha_0$  – коэффициент Буссинеска (корректив количества движения).

Члены левой части уравнения движения (1) принято называть инерционными или конвективными: первый характеризует локальное

ускорение, второй - конвективное. Их сумма обуславливает разницу между геометрическим уклоном  $I$  и уклоном трения  $I_{mp}$ . («фрикционным членом»), который обычно выражается через скорость течения, гидравлический радиус русла  $R$  (приблизительно равный его средней глубине) и его гидравлическое сопротивление, выражаемое через коэффициенты Шези  $C$ , Маннинга  $n$  или Дарси-Вейсбаха  $\lambda$ :

$$I_{mp} = \frac{u^2}{C^2 R} = \frac{n^2 u^2}{R^{\frac{2}{3}}} = \frac{\lambda u^2}{8gR}. \quad (3)$$

При расчетах неустановившегося движения в реках и непривливых устьях инерционными членами уравнения (3) вполне справедливо пренебрегают, так как они обычно оказываются на несколько порядков меньше уклона трения [8], который, в конечном счете, и определяет значение геометрического уклона водной поверхности (сила тяжести уравновешивается силой трения). Неустановившийся характер течения в половодья и паводки учитывается лишь уравнением (2), и система Сен-Венана может быть преобразована к уравнению кинематической волны [9].

В приливных устьях рек такое допущение невозможно из-за значительно более динамичного неустановившегося характера течений и значимости инерционных эффектов. Кроме того, когда водная масса периодически перемещается в направлении, противоположном оси  $x$ , а скорость течения и геометрический уклон могут принимать отрицательные значения, фрикционный член записывается в виде

$$I_{mp} = \frac{u|u|}{C^2 R} = \frac{n^2 u|u|}{R^{2/3}} = \frac{\lambda u|u|}{8gR}, \quad (4)$$

чтобы обеспечить направление действия силы гидравлического трения в сторону, противоположную направлению течения [8, 10] (иными словами, чтобы уклон трения  $I_{mp}$  имел бы тот же знак, что и скорость  $u$ ).

В некоторых случаях (обычно для крупных устьевых областей) в уравнение движения (1) могут быть добавлены члены, отражающие влияние силы Кориолиса, горизонтального градиента атмосферного давления, различной плотности речной и морской воды, влияние ветра. Однако для мезоприливных устьев малых рек их значения пренебрежимо малы по сравнению с инерционными членами уравнения (1) и уклоном трения.

В обычных реках значения коррективов скорости  $\alpha$  и  $\alpha_0$  мало отличаются от единицы и при записи уравнения (1) ими зачастую пренебрегают, однако в приливных устьях, особенно при наличии реверсивных течений, они могут иметь существенно большее значение при расчете инерционных членов [11]. Кроме того, значения этих коррективов существенно изменяется в ходе приливного цикла, в результате чего правая часть уравнения (1) должна быть дополнена членами, отражающими это изменение как во времени, так и в пространстве.

Все величины, входящие в уравнение движения (1), кроме уклона трения, могут быть рассчитаны на основании непосредственных полевых измерений скоростного поля потока и уровней воды, а фрикционный член определяется как разность между геометрическим уклоном и инерционными членами. Исходя из полученного таким путем значения уклона трения, гидравлическое сопротивление может быть рассчитано по формуле (4).

Анализ материалов полевых наблюдений [12] показывает, что при реверсивном движении водных масс по руслу реки гидравлическое сопротивление варьирует в чрезвычайно широких пределах, принимая в некоторые фазы приливного цикла отрицательные значения, что не противоречит современным представлениям о механизме диссипации энергии в турбулентных потоках [13, 14] и согласуется с трактовками понятия «отрицательная турбулентная вязкость» [15, 16].

Учет возможности изменения гидравлического сопротивления в широких пределах (вплоть до отрицательных значений) в ходе приливного цикла, а также учет изменения коррективов скорости в одномерных гидродинамических моделях, является важнейшим условием их применимости для приливных устьев малых рек.

Авторы признательны всем участникам полевых работ: Н.А. Демиденко, С.В. Лебедевой, М.Х. Льюменсу, А.М. Медину, Л.С. Одоеву, С.В. Платонову, А.А. Попядухину. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01018) и РНФ (проекты №№ 14-17-00155 и 17-11-01254).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабян А.М., Алексеева А.А., Крыленко И.Н. и др. Опыт и проблемы гидрологических изысканий в приливных устьях // Инженерные изыскания в строительстве. Материалы XII Общеросс. конф. изыскательских организаций. М.: Геомаркетинг, 2016. С. 260–263.
2. Алабян А.М., Алексеева А.А., Демиденко Н.А. и др. Гидрологические исследования приливных устьев малых рек Белого моря // Труды V Междунар. научно-практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2016)”. М.: Феория, 2016. С. 476–479.
3. Мискевич И.В., Коробов В.Б., Алабян А.М. и др. Исследования короткопериодной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик устья реки Кянда, впадающей в Онежский залив Белого моря // Океанология (в печати).
4. Панченко Е.Д. Моделирование гидродинамических процессов в приливном эстуарии малой реки // Эрозионные, русловые и устьевые процессы (исследования молодых ученых университетов). Сб. статей по материалам XI семинара молодых ученых вузов, объединяемых советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Мининский

Университет Нижний Новгород, 2016. С. 191–197.

5. Панченко Е.Д. Гидродинамические процессы в гиперприливном эстуарии малой реки Сёмжа: возможность моделирования // Труды V Междунар. научно-практ. конф. "Морские исследования и образование (MARESEDU-2016)". М.: Феория, 2016. С. 527–529.
6. Alabyan A.M., Lebedeva S.V., Panchenko E.A. Hydrodynamic modeling as a tool for flood hazard assessment in river mouths: case study of the White Sea // Материалы Междунар. конф. "Водный форум БРИКС". М.: ВШЭ, 2016. С. 132–134.
7. Христианович С.А. Неустановившееся движение в каналах и реках // Некоторые новые вопросы механики сплошной среды. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 15–156.
8. Михайлов В.Н. О кинематике потока в устье реки // Труды ГОИН, 1970. Вып. 98. С. 5–22.
9. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. М.: Наука, 1983. 216 с.
10. Savenije H.G. Salinity and tides in alluvial estuaries. Delft University of Technologies, 2012. 163 p.
11. Полонский В.Ф., Горелиц О.В. Влияние приливов на скоростную структуру речного потока на примере устья р. Северной Двины // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М., 1985. С. 220–227.
12. Алабян А.М., Панченко Е.Д. Гидравлическое сопротивление в приливных устьях и феномен «отрицательного трения» в речной гидравлике // Инженерные изыскания. 2017. № 3. С. 18–26.
13. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Ч. 1. М.: Наука, 1965. 640 с.
14. Фидман Б.А. Турбулентность водных потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.
15. Старр В. Физика явлений с отрицательной вязкостью. М.: Мир, 1971. 261 с.
16. Высоцкий Л.И. Существуют ли зоны с отрицательной вихревой вязкостью в продольно-однородных турбулентных потоках? // Инженерно-строительный журнал. 2013. № 2. С. 48–53.

Variations of hydraulic characteristics during the tidal cycle have been studied within the frameworks of 1D river flow model for small meso-tidal estuaries of the Kyanda and the Tamitsa rivers flowing into the Onega Bay of the White Sea and the hyper-tidal estuary of the Syomzha river flows into the Mezen' estuary. It is demonstrated that the possibility of taking into account changes in hydraulic resistance and flow velocity correction coefficients during the tidal cycle is the most important condition for the applicability of one-dimensional models.

**Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н.**

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: [albaluev@yandex.ru](mailto:albaluev@yandex.ru))

## **Новые данные о возрасте терской свиты Кандалакшского грабена (Белое море)**

**Valuev A.S., Kolodyazhny S.Yu., Terekhov E.N.**

(Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow)

## **New data on the age of the Tersky Formation of the Kandalaksha Graben (White Sea)**

Ключевые слова: Онежско-Кандалакшский палеорифт, терская свита, К-Аг возраст пород.

Кандалакшский грабен, расположенный в акватории Белого моря, входит в состав Онежско-Кандалакшского палеорифта рифейского заложения. Его выполняют терригенные образования терской свиты мощностью от 3 до 8 км, возраст которой, а значит и время формирования Кандалакшского грабена, до сих пор остается дискуссионным, и по разным данным колеблется от 1300 до 670 млн. лет. В 2016 г. на Терском берегу Кольского п-ова была отобрана проба из пород свиты, возраст по серициту К-Аг изотопным методом показал  $1390 \pm 25$  млн. лет, т.е. рубеж раннего и среднего рифея.

Кандалакшский грабен, входящий в состав Онежско-Кандалакшского палеорифта, в пределах акватории Белого моря практически сливается с Керецким грабеном Керецко-Пинежского палеорифта. Оба палеорифта входят в рифтовую систему Белого моря, четко выраженную в рельефе кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, который погружается к юго-востоку под осадочный чехол Мезенской синеклизы. О заполнении Кандалакшского и Керецкого грабенов можно судить лишь по северо-восточному пологому борту Керецкого грабена, обнажающегося на поверхности вдоль южного побережья Кольского полуострова, а также по данным сейсмостратиграфического профилирования акватории. Обнажения рифейских образований наблюдаются от мыса Турий до р. Русинга на востоке, т.е. на протяжении 300 км. На ГКК-1000 (2004) выходящие на дочетвертичную поверхность рифейские образования выделены в оленецкую серию. На побережье серия образована терской, чапомской и турьинской свитами. Общая мощность рифейских толщ в акватории Белого моря оценивается в 3000–8000 м, известная мощность оленецкой серии на побережье превышает 715 м [1].

Наиболее проблематично положение турьинской свиты серых кварцитовидных песчаников, фенитизированных на контакте со щелочной интрузией Турьего полуострова. Они залегают трансгрессивно на нижнепротерозойских гранодиоритах и, вероятно, по разному контактируют с терской свитой. В песчаниках турьинской свиты обнаружены редкие

микрофоссилии. Возможно, эти образования соответствуют низам среднего рифея или нижнему рифею [2]. Песчаники турьинской свиты местами интенсивно дислоцированы, при этом характер складок не позволяет однозначно связывать их с внедрением щелочного массива. Проявление складчатости, не характерной для других рифейских толщ палеорифтовой системы Белого моря, ставит под сомнение позднепротерозойский возраст этой свиты, которая может оказаться аналогом какой-то части карельского комплекса [3].

Терригенные отложения терской свиты, распространенные на южном побережье Кольского полуострова и выполняющие грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов, представляют собой преимущественно красноцветные осадки, представленные плохо сортированными песчаниками с прослоями глинисто-алевролитовых пород. На большей части территории отложения терской свиты трансгрессивно перекрывают различные породы архея, среди которых преобладают амфиболовые и слюдяные гнейсы и мигматиты. В основании терригенной толщи залегает пачка базальных конгломератов (р. Кица, руч. Кашкаранский, скв. № 12 – дер. Моисеево). Для всего разреза характерен коричневый с различными оттенками цвет пород, общая горизонтальная и близкая к ней слоистость с моноклиным падением 5–10° на юго-запад в сторону моря. Характерными особенностями пород терской свиты являются многочисленные трещины усыхания, знаки ряби, отпечатки дождевых капель, иероглифы и проблематичные образования, напоминающие следы жизнедеятельности мелких аннелидоморфных организмов, а также диагенетические пятнистые текстуры (текстуры «оглиения»).

Формировались песчаники терской свиты в условиях мелководного бассейна, о чем свидетельствуют наличие многочисленных прослоев косослоистых песчаников и знаков ряби, ориентировка галек и гравия в конгломератах и многие другие признаки. В мелководных условиях при блоковом строении фундамента в процессе осадконакопления были возможны незначительные локальные перерывы в отложениях песчаников, которые отражены в разрезе наличием маломощных слоев и линз конгломератов с галькой и гравием алевролитов. Плохая окатанность и сортировка обломочного материала, наличие в разрезе обломков подстилающих пород и их составных частей, легко подвергающихся процессам выветривания, свидетельствуют о близости формирования свиты и области сноса.

Возраст терской свиты до настоящего времени остается дискуссионным. Он интерпретировался в широком интервале – от иотния до девона [4]. В последние годы стратиграфическое положение терской свиты устанавливается по соотношению с раннепротерозойскими гранитоидами, на которых они залегают, и с позднедевонскими интрузиями щелочных пород, которые секут красноцветные песчаники. В результате

палинологических и микропалеонтологических исследований терские песчаники были отнесены к позднерифейскому возрасту. Органические остатки представлены немногочисленными микрофоссилиями, отнесенными к следующим видам: *Leiosphaeridia densum* (Tim.), *Kildinella sinica* Tim., *Trematospaeridium holtedahlii* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum [2]. Возраст слюдисто-глинистого цемента алевролитов красноцветной толщи терской свиты, распространенной на южном побережье Кольского п-ова (Терский берег) и выполняющей Керецкий и Кандалакшский грабены, по К-Аг-методу составляет  $1263 \pm 40$  и  $1080 \pm 40$  млн. лет [3]. Вероятнее всего, осадки терской свиты трансгрессивно «выплескиваются» на плечо Керецкого рифтогенного прогиба, а породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части прогиба.

В Керецком грабене на Зимнем берегу бурением вскрыта мощная толща красноцветных разномерных песчаников, сходных с рифейскими отложениями Кандалакшского грабена. Мощность рифейских отложений в Керецком грабене в целом оценивается в 1.5–2.0 км [5], а в Белом море до 4 км [6].

Как отмечалось выше, все впадины палеорифтовой системы Белого моря выполнены терригенными осадками, часто красноцветными, и лишь в разрезе рифея Онежского грабена на глубине более 620 м вскрыты бурением покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород солончужской свиты, для которых первоначально был определен К-Аг возраст 1300 млн. лет [7]. Впоследствии время накопления базальтов солончужской толщи было пересмотрено в сторону уменьшения по Sm-Nd датировкам до  $667 \pm 31$  млн. лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея-нижнего венда [8]. Нижележащая часть разреза заполняющих Онежский грабен отложений мощностью более 4 км остается неизвестной, но очевидно, что стратиграфически нижележащие горизонты должны быть более древнего возраста.

В 2016 г. на Терском берегу Кольского п-ова в русле ручья Ермаков нами была отобрана проба из рассланцованных тонкозернистых песчаников с серицитизацией по плоскостям рассланцевания, из которых был выделен концентрат серицита. В шлифе порода состоит из плохо окатанных обломков кварца (91–93%) размером от 0.01 мм до 0.11 мм, рудного минерала (~5%), биотита (1–2%), мусковита (1–2%), плагиоклаза (<1%), циркона (<1%), апатита (<1%), с кальцитовым поровым и крустификационным цементами. Серицит в породе, скорее всего, образовался на стадии катагенеза, что характерно для этой стадии преобразования осадка в породу [9].

По концентрату серицита, выделенного из этого образца породы, в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН было сделано определение К-Аг возраста породы (см. таблицу). Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-

1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера  $^{38}\text{Ar}$ , определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы:  $\lambda_{\text{K}}=0.581 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$ ,  $\lambda_{\text{p}}=4.962 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K}=0.01167(\text{ат.}\%)$ .

Таблица

| № пробы | материал            | Калий, % $\pm \sigma$ | $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$ | Возраст, Млн. лет $\pm 2\sigma$ |
|---------|---------------------|-----------------------|---|---------------------------------|
| В-1610  | Концентрат серицита | 2.64 $\pm$ 0.03       | 382.9 $\pm$ 1.3                                   | 1390 $\pm$ 25                   |

Расчет возраста концентрата серицита К-Аг изотопным методом показал значение 1390  $\pm$  25 млн. лет, т.е. рубеж раннего и среднего рифея, что совпадает с возрастом вулканогенной толщи збраньковской свиты, выполняющей Овручский рифтогенный грабен, расположенного в северной части Украинского щита. Это наиболее древний возраст, полученный по осадочной толще терской свиты, выполняющей Кандалакшский грабен. Учитывая то, что этот возраст был получен для верхних слоев моноклинально залегающей терригенной толщи, выполняющей грабен, фундамент которого фиксируется сейсмическими методами на 8-километровой глубине, очевидно, что нижележащие горизонты древнее. Это позволяет отнести время заложения Кандалакшского грабена, по крайней мере, к позднему этапу раннего рифея, что косвенно подтверждает предположения некоторых исследователей [10].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 – Кировск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 268 с.
2. Рагозина А.Л., Степкин Е.В. Стратиграфия и корреляция рифейских и вендских отложений Кольского полуострова // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 129–132.
3. Коноплева Н.Г. Основные вопросы стратиграфии верхнего докембрия Балтийского щита и прилегающих территорий // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 125–129.
4. Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область, ч.1. М.: Госгеолтехиздат. 1958. 716 с.
5. Аплонов С.В., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф. и др. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.
6. Балувев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная

записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000) // Тр. ГИН РАН. Вып. 597. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

7. Константиновский А.А. Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38–45.

8. Носова А.А., Ларионова Ю.О., Самсонов А.В. и др. Изотопное ограничение базальтов Солозера (Кандалакшско-Двинский рифт): новые данные о неопротерозойском внутриплитном магматизме Восточно-Европейской платформы // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Мат-лы III рос. Конференции по изотопной геохронологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 81–86.

9. Яласскурт О.В. К вопросу о катагенезе осадочных горных пород // Бюл. Моск. Об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2015. Т. 90. Вып.4. С. 53–59.

10. Хераскова Т.Н., Сапожников Р.Б., Волож Ю.А., Антипов М.П. Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования // Геотектоника. 2006. № 6. С. 33–51.

The Kandalaksha Graben, located in the White Sea, is part of the Omega-Kandalaksha paleorift Riphean-level. It is performed terrigenous formation of the Terek suites ranging from 3 to 8 km. Age Tersky Formation, and thus the formation of the Kandalaksha Graben, still remains controversial, and according to different sources ranges from 1.300 to 670 million years. In 2016, on the Tersky shore of the Kola Peninsula in the stream channel we selected a sample of siltstones with sericitization on the planes of ruslanamianic. The calculation of the age of the concentrate of sericite K-Ar isotopic method showed a value of  $1390 \pm 25$  million years, i.e. the turn of early and middle Riphean.

# **Брусилловский Ю.В.<sup>1</sup>, Иваненко А.Н.<sup>1</sup>, Балувев А.С.<sup>2</sup>, Журавлёв В.А.<sup>3</sup>**

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

[ura77777@rambler.ru](mailto:ura77777@rambler.ru), [ivanenko.ocean@gmail.com](mailto:ivanenko.ocean@gmail.com); <sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, e-mail: [albaluev@yandex.ru](mailto:albaluev@yandex.ru); <sup>3</sup>ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, e-mail: [vitalyzh@mage.ru](mailto:vitalyzh@mage.ru))

## **Глубинное строение земной коры Беломорской палеорифтовой системы по материалам морской магнитометрии**

**Brusilovsky Yu.V.<sup>1</sup>, Ivanenko A.N.<sup>1</sup>, Baluev A.S.<sup>2</sup>,  
Zhuravlyov V.A.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow; <sup>2</sup>Geological Institute, Russian Academy of Science, Moscow; <sup>3</sup>Marine Arctic Geological Expedition, Murmansk)

## **Deep crust structure of White Sea paleorift system by results of marine magnetic survey**

Ключевые слова: палеорифтовая система Белого моря, рифтогенез, модель магнитоактивного слоя, обратная задача, разделение полей, эффективная намагниченность, АМП (аномальное магнитное поле)

Детальное изучение аномального магнитного поля Центрального бассейна Белого моря и пролива Горло позволило создать модель магнитоактивного слоя для этого региона, представленную тремя структурными уровнями (горизонтами), каждый из которых отражает определённый этап формирования изучаемой площади. Полученная модель позволила проследить формирование и эволюцию палеорифтовой системы Белого моря от рифтогенеза Беломорского подвижного пояса в среднем и позднем рифее, и реактивации палеорифтовой системы Белого моря в среднем палеозое.

*Анализ материалов магнитных исследований Центрального бассейна Белого моря.*

Основой для анализа магнитного поля Белого моря послужила сводная карта аномального магнитного поля (АМП), составленная авторами по материалам магнитных съёмок, выполненных МАГЭ в 2003–2004 гг., и дополненная материалами съёмок, выполненных Институтом океанологии РАН в 2001, 2003 и 2004 гг., и материалами, предоставленными авторам НПО «Архангельскгеология». Анализ карты АМП показал, что на изучаемой площади отчётливо выделяются интенсивные положительные аномалии северо-западного простирания, которые прослеживаются из Двинского в Кандалакшский залив Белого моря. В северо-западном направлении амплитуда аномалий уменьшается, и они сливаются в единую широкую полосу. Процедура разделения наблюдаемого поля по глубинам

до источников, позволила авторам создать модель магнитоактивного слоя изучаемой площади, которая представлена тремя структурными уровнями (горизонтами), каждый из которых отражает определённый этап формирования изучаемой площади.

*Нижний структурный уровень* – основание магнитоактивного слоя представлен крупными блоками, преимущественно северо-западного простирания. Наибольшие глубины нижних и верхних кромок определяются в центральной части модели, где они расположены в диапазонах 15–13 км и 9–7 км. Эта область наибольших глубин имеет отчётливо выраженное северо-западное простирание и представлена двумя крупными блоками. Северный блок имеет протяжённость 110 км, а его поперечный размер составляет 40 км, размеры южного блока составляют соответственно 105 км и 30 км. Между собой они разделены узкой областью северо-восточного простирания, которая совпадает с выделяемым в этом месте разломом, того же простирания. Вдоль границ выделяемой области наблюдается значительное уменьшение глубин нижних кромок до 10–8 км, а верхних кромок до 6–4 км. Оценки глубин верхних и нижних кромок источников магнитных аномалий оказались близки к результатам сейсмических работ ОАО МАГЭ, которые показали, что глубина погружения кристаллического фундамента Кандалакшского грабена составляет 8–9 км [1]. Сопоставление границ нижнего структурного уровня с тектонической картой Белого моря [1] показало, что наиболее глубокая область нижнего горизонта совпадает в плане с Онежско-Кандалакшским палеорифтом, а её северная и южная границы, вдоль которых наблюдается уменьшение глубин, совпадают с основными разломными ограничениями, проходящими по границе грабенов с выступами кристаллического фундамента (Карельский и Архангельский выступы).

По мнению авторов, выделяемый нижний структурный уровень отражает рифтовый этап эволюции Беломорского подвижного пояса в среднем и позднем рифее, характеризующийся проявлением континентального рифтогенеза [2].

*Средний структурный горизонт* расположен на уровне осадочного выполнения рифтогенных грабенов и лежит в диапазоне глубин от 6–3 км, до 4–1.5 км. Этот структурный уровень так же представлен узкими, линейно-вытянутыми телами преимущественно северо-западного простирания, приуроченными к границе Онежско-Кандалакшского рифта с выступами кристаллического фундамента. Наряду с локальными телами преимущественно северо-западного простирания в пределах среднего структурного уровня выделяется и серия локальных тел северо-северо-западного простирания, по всей видимости, связанных с реактивацией палеорифтовой системы Белого моря в среднем палеозое.

*Верхний структурный уровень* расположен в диапазоне глубин от 3.0 км до 0.4 км. Он представлен преимущественно узкими локальными телами

северо-западного простирания, унаследованного от более древних и более глубоких горизонтов. Так же в пределах верхнего структурного горизонта выделяются сильномагнитные тела с эффективной намагниченностью 4–6 А/м изометричной формы «трубочного» типа и тела, имеющие иное простирание, отличное от северо-западного. Диапазон глубин залегания для этих тел меняется от 1 до 0.2 км. В целом, этот структурный уровень отражает высокочастотную составляющую аномального магнитного поля и связан с сильномагнитными источниками аномалий, расположенными в его верхней части. Приведённые характеристики позволяют предполагать, что верхний структурный горизонт мог быть сформирован во время последнего, наиболее позднего этапа тектонической активизации этого региона. В дальнейшем, во время последнего ледникового периода (в плейстоцене) верхняя часть осадочного комплекса была перекрыта флювиогляциальными отложениями (моренами), которые, видимо, и являются основным источником интенсивных, высокочастотных аномалий.

Помимо процедуры разделения АМП и анализа отдельных структурных горизонтов для серии профилей было выполнено моделирование в формате 2D. Была выполнена процедура частотного разделения АМП, после чего обратная задача решалась отдельно как для высокочастотной составляющей, обусловленной источниками, расположенными в верхней части коры, так и для низкочастотной составляющей поля, связанной с более глубокими горизонтами земной коры. Авторами был выделен массивный, сильномагнитный источник аномалий с эффективной намагниченностью 1.0–1.5А/м. Видимая протяжённость этого объекта вдоль профиля составляет 50–70 км, глубина нижних кромок определяется на глубине порядка 30 км, а верхние кромки определяются на глубинах 4–8 км. К северо-западу происходит выклинивание этого объекта, нижние кромки поднимаются до глубин 15–25 км, а видимая протяжённость вдоль профиля составляет уже 30–40 км. Полученные оценки свидетельствуют, что по мере погружения кристаллического фундамента к юго-востоку, происходит и погружение источников аномалий. Возможно, что заложение Онежско-Кандалакшского рифта сопровождалось проявлением активного магматизма, основной источник которого расположен в юго-восточной части изучаемой площади. Подводящим каналом мог служить мощный разлом – Беломорский шов, который, видимо, и отражается в магнитном поле вышеописанной мощной линейной положительной аномалией.

Решение обратной задачи для высокочастотной составляющей показало, что источники этой составляющей АМП расположены в верхней части коры в диапазоне глубин залегания нижних кромок от 0.2–0.3 км до 0.6 км. Так же при анализе высокочастотной составляющей АМП была выделена группа источников с глубиной залегания нижних кромок от 1.5 км до 3.0. Обе этих группы источников согласуются с точкой зрения авторов о том, что верхний структурный горизонт был сформирован во время наиболее

позднего этапа тектонической активизации, когда проявлялась современная тектоническая активность. В дальнейшем, во время последнего ледникового периода (в плейстоцене) поверх этих комплексов были наложены ледниково-осадочные отложения (морены), которые и являются основным источником интенсивных, высокочастотных аномалий.

*Анализ материалов магнитных исследований пролива Горло.*

Анализ АМП позволил авторам создать модель магнитоактивного слоя пролива Горло, которая, как и модель для Центрального бассейна Белого моря представлена тремя структурными уровнями.

*Нижний структурный уровень* (горизонт), формирующий основание магнитоактивного слоя представлен положительной, линейно-вытянутой структурой северо-западного простирания, разделяющей две отрицательных структуры того же простирания. Сравнение границ нижнего уровня с тектонической картой Белого моря [2] показало, что его границы совпадают с основными разломными ограничениями, проходящими по границе палеорифтов (Лешуконского с севера и Керещкого с юга) с выступом кристаллического фундамента (Говский выступ). Этот структурный уровень отражает рифтовый этап эволюции Беломорского подвижного пояса в среднем и позднем рифее, характеризующийся мощным проявлением континентального рифтогенеза [2].

*Средний структурный горизонт*, ограниченный верхней кромкой на уровне 1.4–1.0 км и нижней кромкой 2.0–3.2 км, расположен в верхней части консолидированного фундамента и представлен узкими, линейно-вытянутыми телами, преимущественно северо-восточного простирания, ортогональными структурам нижнего горизонта, но конформно простиранию самого пролива Горло, представляющего собой современный грабен, который заложился вдоль системы разломов северо-восточного простирания. Смена простирания выделяемых в пределах среднего структурного горизонта тел с северо-западного в нижнем горизонте на северо-восточное в среднем горизонте может быть связано с активизацией именно этих поперечных структур, которые играли значительную роль в формировании бассейна Белого моря.

*Верхний структурный уровень (горизонт)* расположен в верхней части осадочного чехла и представлен преимущественно локальными телами самой разнообразной формы и простирания и отражает высокочастотную составляющую поля, что позволяет предположить, что верхний структурный горизонт отражает те неоднородности на поверхности или в приповерхностном слое вендского осадочного чехла, выполняющего дно пролива Горло, которые возникли в результате неотектонических подвижек фундамента. В дальнейшем, во время последнего ледникового периода (в плейстоцене) в самом верхнем горизонте сформировались ледниково-осадочные отложения (морены), которые и являются основным источником интенсивных, высокочастотных аномалий.

Наряду с процедурой разделения АМП и выделением на её основе трёх структурных горизонтов, авторами было выполнено решение обратной задачи в формате 2.5D. Результирующая модель представлена набором источников магнитных аномалий, расположенных на разных структурных уровнях и отражающих различные этапы активизации внутриплитного магматизма палеорифтовой системы Белого моря. При этом глубины, к которым приурочены источники аномалий, лежат в диапазоне глубин, выделяемых при процедуре разделения АМП.

Сопоставление графиков магнитного поля с гравиметрическими данными позволило установить, что магнитные и гравитационные аномалии находятся в противофазе: к отрицательной длиннопериодной магнитной аномалии приурочена положительная аномалия силы тяжести .

Такое взаимоотношение полей, не характерное для рассматриваемой области в целом, является отличительной чертой Терско-Зимнегорского блока Беломорского подвижного пояса. Он, видимо, сложен более плотными породами нижней части гранито-гнейсового основания.

#### *Заключение*

Детальный анализ магнитного поля, в основе которого лежит процедура разделения поля, позволил проследить формирование и эволюцию Палеорифтовой системы Белого моря от рифтогенеза Беломорского подвижного пояса в среднем и позднем рифе, и реактивации палеорифтовой системы Белого моря в среднем палеозое, до позднего этапа тектонической активизации.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Журавлёв В.А. Структура земной коры Беломорского региона// Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22–26.
2. Балуев А.С., Журавлёв В.А., Терехов Е.Н., Пржиягловский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. (Объяснительная записка к Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:500000). Москва: ГЕОС, 2012. 104 с.

Detailed studying of anomaly magnetic field of the Central basin of the White Sea, and the straits of Gorlo has allowed creating model of a magnetoactive layer for this region. Which interpretation is the cornerstone the procedure of division of the field into the structural horizons caused by various geological factors has allowed to create the model presented by three structural levels (horizons) each of which reflects a certain stage of formation of the studied area. The received model has allowed to track formation and evolution of Paleoriftovy system of the White Sea from a riftogenez of the White Sea mobile belt on average both a late rife, and reactivation of paleoriftovy system of the White Sea on average the Paleozoic to a late stage of tectonic activization.

**Будько Д.Ф., Демина Л.Л., Новигатский А.Н.**

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

**Сопоставление форм нахождения микроэлементов в  
рассеянном осадочном веществе и поверхностном слое  
донных отложений Белого моря**

**Budko D.F., Demina L.L., Novigatsky A.N.**

(P.P.Shishov Institute of Oceanology of RAS, Moscow)

**Comparison of trace elements speciation in the sinking particles  
and surface bottom sediments of the White Sea**

Ключевые слова: микроэлементы, Белое море, формы нахождения, донные осадки, осадочное вещество, диагенез, седиментационные ловушки

Приводится сравнение геохимических фракций микроэлементов на трех горизонтах осадочного вещества (под пикноклином и придонные горизонты), в поверхностном слое (0–2 см) и нижележащем слое (2–5 см) донных отложений Белого моря. Показана взаимосвязь между формами нахождения микроэлементов и процессами, сопровождающими начальную стадию морского осадкообразования.

Поступление осадочного материала с территории водосбора, его миграция в водной толще и концентрирование на морском дне сопровождается серией биогеохимических процессов, усиливающихся на границе вода-дно и в поверхностном слое донных отложений [1]. В их число входят процессы, определяющие геохимическое поведение микроэлементов в современном осадкообразовании – адсорбция на глинистых и аутигенных минералах (Fe-Mn гидроокислы), соединение с карбонатами, сульфидами, нахождение в составе органического вещества и в структуре минеральных частиц. Поэтому сопоставление форм нахождения микроэлементов может служить количественным показателем процесса формирования современных морских донных отложений.

Ранние исследования минералогических и геохимических свойств системы Белого моря касались только процессов, протекающих в донных отложениях [2]. За последние 15 лет в исследовании Системы Белого моря было внедрено применение автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий для круглогодичного сбора осадочного материала, в результате чего появилась возможность количественно оценить участие различных биогеохимических процессов в современном осадкообразовании Белого моря, начиная с этапа мобилизации осадочного вещества в водной толще [3].

Цель данной работы – сопоставить формы нахождения микроэлементов в рассеянном осадочном веществе в толще воды, собранном седиментационными ловушками (СЛ), и поверхностным слоем (0–5 см) донных отложений Белого моря. Рассеянное осадочное вещество

отобранное СЛ на ст. 7 в рейсе НИС «Эколог» в 2012 г. ( $65^{\circ}16,433'$  с.ш.;  $38^{\circ}43,042'$  в.д., глубина моря 113 м) на трех горизонтах – 45 м (ниже пикноклина) и 90, 100 м (придонные горизонты). Ненарушенные слои донных осадков отобраны с помощью трубки Неймисто в 2014 г. на ст. 1404 ( $65^{\circ}23,291'$  с.ш.;  $37^{\circ}14,773'$  в.д., глубина моря 150 м) в рейсе НИС «Эколог».

Изучение форм нахождения металлов в осадочном веществе СЛ проводилось методом последовательной химической экстракции по единой методике с донными осадками [4]. Были выделены следующие формы: 1) адсорбированная и связанная с карбонатами ( $25\% \text{CH}_3\text{COOH}$ ); 2) аморфные Fe-Mn гидроксиды и связанные с ними микроэлементы ( $\text{NH}_2\text{OH}+\text{HCl}$ ); 3) связанная с органическим веществом и/или сульфидами ( $30\% \text{H}_2\text{O}_2+0.1\text{M HNO}_3$ ); 4) остаточная ( $\text{HNO}_3+\text{HF}$ ). Первые три формы позволяют оценить вклад геохимически подвижных металлов, тогда как четвертая форма является геохимически инертной литогенной формой, содержащей металлы в кристаллической решетке обломочных и глинистых минералов. Определение концентрации микроэлементов производилось с помощью современных высокочувствительных методов количественного химического анализа: ИСП-МС, прибор "Agilent 7500" и ААС, прибор «КВАНТ-2А». Контроль точности анализов проводился с помощью международных стандартных образцов донных осадков GSD-6 и морского планктона BCR-414.

Собранное седиментационными ловушками (СЛ) вещество представлено тонкодисперсным осадочным материалом с преобладанием (в среднем 85%) пелитовой фракции на всех горизонтах. Поверхностный слой донных отложений (0–2 см) представляет собой сильнообводненный ( $77.3\% \text{H}_2\text{O}$ ) окисленный горизонт коричневого цвета с преобладанием (88%) частиц пелитовой размерности. Ниже 2 см осадок сменяется серо-коричневым и оливково-серым алеврито-пелитовым осадком с примесью песка и гидротроилитовых стяжений (восстановительные микрониши).

Поведение Al, Cr и Ni в процессе седиментации осадочного вещества СЛ и его преобразования в донный осадок можно охарактеризовать, как консервативное: для этих элементов свойственна миграция преимущественно (70–95%) в литогенной форме в осадках как Белого, так и Баренцева морей [5]. Низкий коэффициент вариации (RSD): Al – 4%, Cr – 27%, Ni – 9% обусловлен незначительной вариацией минеральной компоненты (рис. 1). При этом в вертикальном профиле общего потока осадочных частиц литогенная форма Al, Cr и Ni увеличивается (хотя и незначительно), что соответствует увеличению общей величины потока осадочного вещества с 62 до  $138 \text{ г/м}^2/\text{год}$ . При переходе к донным отложениям наблюдается либо снижение литогенной формы в поверхностном слое (0–2 см) с последующим увеличением в нижележащих горизонтах (2–5 см), как в случае с Al и коррелирующими с ним литогенными формами Fe, Mn, Co, Pb, As ( $R>0.5$  при  $p<0.05$ ), либо

линейное увеличение вглубь колонки, как в случае с взаимно коррелирующими литогенными формами Cr, Ni и Cu ( $R > 0.8$  при  $p < 0.05$ ).

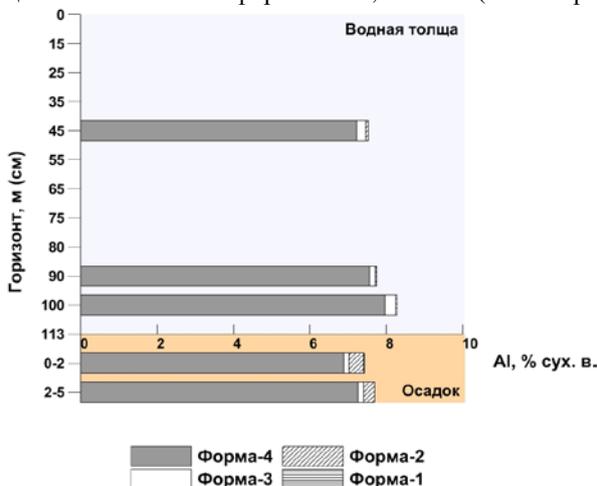


Рисунок 1. Сопоставление форм нахождения Al в осадочном веществе и донных осадках Белого моря: Форма-1 – адсорбированная; форма-2 – аморфные Fe-Mn гидроксиды; форма-3 – связь с органическим веществом; форма-4 – литогенная

Наибольшую вариабельность значений показывает  $Mn_{\text{общ}}$  ( $RSD=103\%$ ). Анализ форм нахождения этого элемента показывает, что микробиальное окисление восстановленного  $Mn^{2+}$  до  $Mn^{4+}$  происходит уже в процессе седиментации осадочного материала (рис. 2). Основными формами нахождения Mn на этом горизонте являются адсорбированная (около 50% от общего содержания) и литогенная (около 30% от общего содержания) формы. На горизонте 90 м содержание гидроокислов Mn увеличивается в 5 раз, а на горизонте 100 м в 10 раз от содержания в веществе под пикноклином. На всех горизонтах около половины суммарного содержания Mn в осадочном веществе находится в адсорбированной форме.

По сравнению с рассеянным осадочным веществом придонного горизонта СЛ содержание гидроокислов Mn в поверхностном слое осадка (0–2 см) увеличивается более чем в 20 раз. Дополнительная поставка  $Mn^{2+}$  с его последующим окислением в наддонной воде обусловлена диффузионными потоками из иловых вод. На горизонте иловых вод 0–2 см содержание  $Mn_{\text{раст}}$  минимально (636 мкг/л), тогда как в слое 4–6 см оно резко увеличивается в 30 раз до 17533 мкг/л [4]. Глубже 5 см начинается обратный процесс – по мере сокращения растворенного кислорода, окисленная форма  $Mn^{4+}$  выступает в качестве окислителя органического вещества и переходит обратно в восстановленную форму  $Mn^{2+}$  [6]. Роль

литогенной формы Mn снижается в осадочном веществе СЛ из придонных горизонтов до 10% от валового содержания, а в поверхностных донных отложениях до нескольких процентов.

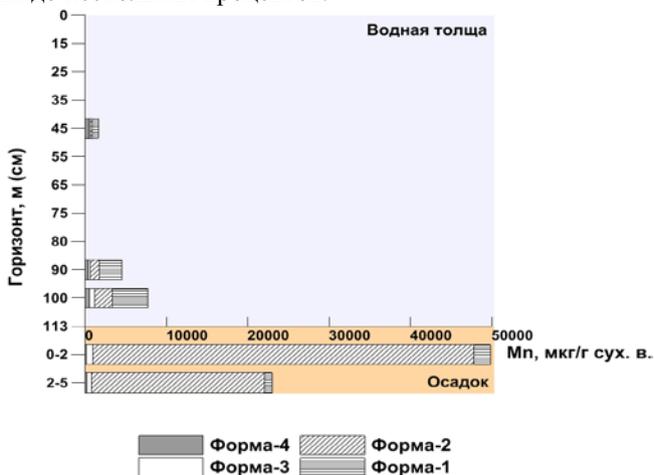


Рисунок 2. Сравнение форм нахождения Mn в осадочном веществе и донных осадках Белого моря (расшифровка обозначения форм дана в рис. 1)

Содержание редокс-чувствительной формы Fe в осадочном веществе СЛ не превышает 10–15% от суммы форм, при этом преобладает литогенная форма. В донных отложениях форма аморфных гидроксидов Fe увеличивается примерно на один порядок и составляет около половины от общего содержания. Также крайне медленна кинетика восстановления окисленной формы  $Fe^{3+}$  – в слоях, отмеченных началом восстановительного диагенеза (2–5 см), снижение гидроксидов Fe практически не наблюдается, а растворенная форма  $Fe^{2+}$  увеличивается только в два раза между поверхностным слоем 0–2 см и слоем 4–6 см с 2191 до 4006 мкг/л, что также может быть связано с диффузионными потоками из нижележащих слоев осадка.

Образование гидроксидов Mn, и в меньшей степени Fe, оказывает сильное воздействие на геохимию большинства микроэлементов в процессе осадкообразования в Белом море. Для металлов Mo, Pb, Co и As роль сорбционных процессов на Fe-Mn гидроксидах наиболее важна: в поверхностном слое (0–2 см) – около половины, и в нижележащем слое (2–5 см) – резко снижается почти в два раза.

Форма, связанная с органическим веществом, имеет особое значение в поведении таких элементов, как Cu (на 30–40%), Pb (до 20–30%) и Co (до 20–25% от суммы форм). Аналогично распределению биогенных компонентов ( $C_{орг}$ ,  $SiO_{2аморф}$ ) в осадочном процессе Белого моря ведет себя органо-связанная форма Fe, Cr, Co, Ni, Pb и Al ( $R > 0.5$  при  $p < 0.05$ ). Ее доля

незначительна (до 15–20%), и на границе между придонным осадочным веществом и поверхностным слоем донных отложений (0–2 см) отмечено ее закономерное снижение. Для Mn, Cu, Mo и As зафиксирована обратная тенденция: начиная с осадочного вещества СЛ и до 2–5 см слоя осадков, органо-связанная форма, которая, согласно методике включает и диагенетические сульфиды, возрастает. По-видимому, это обусловлено формированием восстановленных форм в микронишах органических частиц уже на ранней стадии седиментации осадочного вещества [7].

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием ФАНО по теме № 0149-2016-0001, при финансовой поддержке РФФИ, проект №15-05-08372, а также гранта РНФ, проект № 14-17-00681-П.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды / Н.А. Добрецов, В.И. Коваленко (ред.). Новосибирск: ГЕО РАН, 2001. С. 163–249.
2. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море: седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
3. Система Белого моря. Т.3. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения водной толщи / Под ред. А.П. Лисицына, И.А. Немировской. М.: Научный мир, 2013. 665 с.
4. Демина Л.Л., Бudyко Д.Ф., Алексеева Т.Н., Новигатский А.Н., Филлипов А.С., Коченкова А.И. Особенности распределения микроэлементов в процессе раннего диагенеза донных осадков Белого моря // Геохимия. 2017. №1. С. 107–112.
5. Бudyко Д.Ф., Демина Л.Л., Лисицын А.П. и др. Формы нахождения тяжелых металлов в современных донных осадках Белого и Баренцева морей // ДАН. 2017. Т. 474. №1. С. 93–98.
6. Розанов А.Г., Волков И.И. Донные осадки Кандалакшского залива Белого моря: марганцевый феномен // Геохимия. 2009. № 10. С. 1067–1085.
7. Huang S., Conte M.H. Source/process apportionment of major and trace elements in sinking particles in the Sargasso sea // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. V. 73. P. 65–90.

Geochemical speciation of trace elements in sinking particles collected with sediment traps from 3 horizons of water column (under pycnocline and near-bottom layers) and in surface layers (0–5 cm) of the White Sea's bottom sediments. The relationship between occurrence forms of the trace elements and various processes accompanying the modern stage of marine sedimentation is shown.

**Быкова Е.А., Лабунская Е.А., Краснова Е.Д., Воронов Д.А.,  
Капацинская А.А., Шушкевич Ю.И., Тюрина Т.М.,  
Чергинцев Д.А., Подолян А.О.**

(Кафедра физиологии растений, Биологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: t.tanuhime@gmail.com)

**Метод тонкослойной хроматографии в анализе  
пигментного состава планктонных водорослей,  
формирующих окрашенные слои в меромиктических  
озерах акватории Белого моря**

**Bykova E.A., Labunskaya E.A., Krasnova E.D., Voronov D.A.,  
Karapatsinskaya A.A., Shushkevich U.I., Tyurina T.M.,  
Chergintcev D.A., Podolyan A.O.**

(Plant physiology department, Biological faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**The thin layer chromatography method in analyses of pigment  
composition in planktonic algae, forming colored layers in  
meromictic lakes of the White Sea aquatory**

Ключевые слова: меромиктические озера, криптофитовые водоросли, тонкослойная хроматография, пигменты, Белое море

Меромиктические озера характеризуются высокой степенью стратификации, что создает особые условия для развития планктонных водорослей. В этой работе нами были исследованы меромиктические озера Белого моря. В ходе работы получилось проработать методику тонкослойной хроматографии для разделения пигментов планктонных фотосинтезирующих организмов и выявить принципиальные различия между исследуемыми водоемами.

#### *Введение*

Меромиктические озера Белого моря – уникальные экосистемы, характеризующихся сильной стратификацией, с большим содержанием сероводорода в отдельных слоях. Такие условия могут влиять на пигментный состав определенных групп организмов.

*Rhodomonas* (syn. *Cryptomonas*) – одноклеточная водоросль с монадным таломом из класса Криптофитовые (*Cryptophyceae*). В клетках находятся один или два четырехмембранных хлоропласта, полученные вследствие вторичного эндосимбиоза с красной водорослью (*Rhodophyta*). В пластидах содержатся хлорофиллы *a* и *c<sub>2</sub>*, а также фикозерин, который сконцентрирован в люмене тилакоида. Из наиболее распространенных каротиноидов диатоксантин, также содержатся  $\alpha$ - и  $\beta$ -каротины, диадиноксантин, фукоксантин, крококсантин, монадоксантин, аллоксантин, и др.

Пурпурные несерные бактерии, включенные в семейство Rhodospirillaceae используют энергию света для создания протонного градиента и не используют доноров электронов. Основные пигменты – бактериохлорофиллы *a* и *b*. Из каротиноидов встречаются 1,2-дигидронейроспорен, сфероидин, ликопен, родопсин, спириллоксантин,  $\beta$ -каротин и др. [Такаичи, 1999].

Зеленые серные бактерии являются облигатными анаэробами и также используют аноксигенный фотосинтез, но они, в отличие от пурпурных, способны к нециклическому фотосинтезу, где роль донора электронов выполняет сероводород, окисляемый в ходе реакции до элементарной серы и сульфата. Помимо основного бактериохлорофилла *a*, присутствуют также *b*, *c*, *d* или *e*, хлорофилл *a*. Зеленые серные бактерии бывают зелено- и буроокрашенные. Клетки с зеленой окраской синтезируют хлорофилл *c* или *d* и содержат моноциклические каротиноиды, в основном хлоробактин (максимум поглощения 400-500 нм), представители с бурой окраской содержат бактериофхорофилл *e* и выделяют дициклические каротиноид. В первую очередь изорениератин и  $\beta$ -изорениератин [Frigaard, 2006]. Было отмечено, что буроокрашенные серные бактерии содержат больше каротиноидов и могут жить в условиях с минимальной освещенностью, в то время как зеленоокрашенные обитают в более-менее прозрачных водоемах [Genina, Derbovet all., 2015].

Целью нашей работы была отработка метода тонкослойной хроматографии (ТСХ) для разделения пигментов фотосинтезирующих организмов четырех меромиктических озер Кандалакшского залива (о. Кисло-Сладкое, о. Еловое, о. Трехцветное, Лагуна на Зеленем мысе).

#### *Результаты и обсуждение*

Всего нами было исследовано 4 меромиктических озера, каждое из которых стратифицировано по-своему, из-за этого фотосинтезирующие организмы обитают на разных глубинах, поэтому образцы отбирались насосом. После этого пробы концентрировались методом центрифугирования, а большие объемы проб фильтровались через обеззоленный бумажный фильтр с помощью вакуумного насоса. Экстракция пигментов проводилась в 100%-ом ацетоне, экстракты хранились в темном бюксе в холодильнике. Экстракт наносили стеклянным капилляром на силуфоловую пластинку, после пластинка помещали в хроматографическую камеру. Было опробовано 5 типов хроматографических смесей, наиболее удачное соотношение полярный-неполярный растворитель – 2.5 ацетон : 7.5 гексан. При разделении в такой смеси получается до 9 пятен, для которых высчитывали  $R_f$ , в дальнейшем необходимое для идентификации пятен. Для проведения спектрального анализа получали концентрированную вытяжку пигментов, соответствующую каждому пятну. Результаты заносились в таблицу (максимумы поглощения и значения оптической плотности D), сравнивались с литературными данными.

При сравнении зелёно- и коричневоокрашенных зеленых серных бактерий у коричневоокрашенных на хроматограмме было обнаружено пятно, которое по  $R_f$  можно идентифицировать как соответствующее ксантофиллам, тогда как у зеленоокрашенных бактерий этого пятна нет.

При сравнении хроматограмм *Rhodomonas* из о. Кисло-Сладкое и Лагуны на Зеленом мысе были выявлены пигменты, не характерные для данного организма. В частности, хлорофилл *b*, который входит в фотосинтетический аппарат зеленых водорослей, эвгленовых или циано-бактерий. Также, на хроматограмме *Rhodomonas* с Зеленого мыса было обнаружено пятно бактериохлорофилла, который не свойственен криптофитовой водоросли. В итоге мы пришли к выводу о том, что в каждый слой может иметь сложный состав организмов. В связи с этим, не все измеренные максимумы совпали с литературными данными. К тому же, методика была опробована впервые и требует дальнейших доработок.

Таблица. Экспериментальные данные. Максимумы поглощения пигментов (сокр.: BPhе — бактериофеофитин, BChl — бактериохлорофилл)

| Название пробы  | № п.  | $R_f$ | D (nm)         | Растворитель    | Предполагаемый пигмент          |                  |
|---|---|-------|----------------|-----------------|---------------------------------|------------------|
| Зеленые серные бактерии (коричнево-окрашенные) Еловое оз. глубина 2.9 | 1   | 1     | 425            | этанол          |                                 |                  |
|   | 2   | 0.398 |                | этанол          | BPhе                            |                  |
|   | 3   | 0.363 |                |                 | BPhе                            |                  |
|   | 5   | 0.318 | 441, 656       | ацетон          | Изорениератин                   |                  |
|   | 6   | 0.265 | 406, 602       | ацетон          | BChl                            |                  |
|   | 8   | 0.23  |                | этанол          | BChl                            |                  |
|   | 9   | 0.177 | 445, 659–660   |                 |                                 |                  |
|   | <i>Rhodomonas</i> Кисло-сладкое оз. глубина 3.8 | 1     | 1              | 448, 658        | этанол                          | $\beta$ -каротин |
|   |   | 2     | 0.96           | 418, 432, 664   | этанол                          |                  |
| 3   |   | 0.5   |                | ацетон          | Феофитин <i>a</i>               |                  |
| 4   |   | 0.46  | 407, 656       | ацетон          | Феофитин <i>b</i>               |                  |
| 5   |   | 0.4   |                |                 | Ксантофилл                      |                  |
| 6   |   | 0.32  |                |                 | Хлорофилл <i>a</i>              |                  |
| 7   |   | 0.28  |                | ацетон          | Хлорофилл <i>b</i>              |                  |
| 8   |   | 0.24  | 446, 659       | этанол          | Ксантофиллы, хлорофилл <i>b</i> |                  |
| 8'  |   | 0.18  |                |                 | Ксантофиллы, хлорофилл <i>b</i> |                  |
| 9   | 0.07  |       |                | Хлорофилл $c_2$ |                                 |                  |
| <i>Rhodomonas</i> , пурпурные Лагуна на Зеленом мысе глубина 5.1      | 1   | 1     | 420            | ацетон          |                                 |                  |
|   | 2   | 0.38  | 419, 441, 658  | ацетон          |                                 |                  |
|   | 3   | 0.34  | 414, 458       | ацетон          | Ксантофилл                      |                  |
|   | 4   | 0.29  | 441, 657       | ацетон          | Хлорофилл <i>a</i>              |                  |
|   | 5   | 0.19  | 428, 579, 654, | ацетон          | BChl                            |                  |
|   | 6   | 0.16  | 696            |                 |                                 |                  |

|   |   |       |            |        |                    |
|---|---|-------|------------|--------|--------------------|
| <i>Rhodomonas</i> ,<br>пурпурные<br>Лагуна на<br>Зеленом мысе<br>глубина 5.6      | 1 | 1     | 420        | ацетон |                    |
|   | 2 | 0.25  | 441, 658   | ацетон | Хлорофилл <i>a</i> |
|   | 3 | 0.19  |            | ацетон |                    |
|   | 4 | 0.133 | 441, 656   | ацетон | Хлорофилл <i>a</i> |
| Зеленые<br>серные<br>(зелено-<br>окрашенные)<br>Трехцветное<br>оз.<br>глубина 2.0 | 1 | 1     | 426, 460   | ацетон | Хлоробактин        |
|   | 2 | 0.443 |            |        | ВPhe               |
|   | 3 | 0.406 | 407, 652.5 | ацетон | ВPhe               |
|   | 4 | 0.255 | 406, 649   | ацетон | ВChl <i>d</i>      |
|   | 5 | 0.217 | 407, 649   | ацетон | ВChl <i>d</i>      |

Meromictic lakes display strong water stratification and thus it creates specific environmental conditions for algal growth. In this study we explored meromictic lakes of the White Sea in order to describe their water ecosystems. We managed to work out the method of TLC for planktonic photosynthetic organisms and reveal some principal variations among different algal communities in these lakes.

**Гордеев В.В., Чульцова А.Л., Коченкова А.И.,  
Белоруков С.К.**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН, Москва, e-mail: [gordeev@ocean.ru](mailto:gordeev@ocean.ru);  
[zoioran@yandex.ru](mailto:zoioran@yandex.ru))

**Сезонные вариации концентраций неорганических форм  
биогенных элементов в нижнем течении Северной Двины и  
их поведение в маргинальном фильтре реки  
Gordeev V.V., Chultsova A.L., Kochenkova A.I.,  
Belorukov S.K.**

(<sup>1</sup>Shishov Institute of Oceanology of RAS, Moscow)

**Seasonal variations of mineral forms of biogenic element  
concentrations in the lower reaches of the Northern Dvina and  
their behavior in the marginal filter of the river**

Ключевые слова: маргинальный фильтр Северной Двины, биогенные элементы, сезонные вариации, годовые потоки элементов

Результаты первых двух лет работы в рамках проекта «Обсерватория-Маргинальный фильтр реки Северная Двина», сезонные вариаций содержания  $\text{NO}_2^-$ -N,  $\text{NO}_3^-$ -N,  $\text{PO}_4^{3-}$ -P и Si в нижнем течении реки и их поведение в МФ.

С мая 2015 г. функционирует, созданная на базе Северо-Западного отделения ИО РАН, исследовательская станция «Обсерватория-Маргинальный фильтр реки Северная Двина». Целью проекта является изучение растворенных и взвешенных веществ (биогенные элементы, органический углерод, макро- и микроэлементный состав, углеводороды) в нижнем течении Северной Двины, с ежемесячным отбором проб воды и взвеси, и их поведения в маргинальном фильтре (МФ) реки в периоды весеннего половодья и летне-осенней межени.

Настоящее сообщение посвящено результатам первых двух лет работы в рамках данного проекта (2015-2017 гг.), касающихся концентраций неорганических форм биогенных элементов ( $\text{NO}_2^-$ -N,  $\text{NO}_3^-$ -N,  $\text{PO}_4^{3-}$ -P, Si). Пробы поверхностной воды отбирались ежемесячно в течение двух лет (с мая 2015 по май 2017 гг.) в двух точках – в черте г. Архангельска (Яхт-клуб) и в порту «Экономия». Фильтрованная в день отбора через ядерные фильтры (диаметр 47 мм, размер пор 0,4 мкм) вода анализировалась на содержание биогенных элементов. Определения концентраций растворенных минеральных форм фосфатного фосфора ( $\text{PO}_4^{3-}$ -P), нитритного ( $\text{NO}_2^-$ -N) и нитратного ( $\text{NO}_3^-$ -N) азота и кремния проводились общепринятыми методами [1].

Часть выполненных анализов представлена в таблице и на рисунке.

Таблица. Концентрации неорганических форм биогенных элементов в нижнем течении Северной Двины

| Биогенные элементы              | Концентрация, мкг/л   | Годовой поток, 10 <sup>3</sup> т/г           | Ссылка   |
|---------------------------------|---|--|--|
| PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> P | 20<br>34.1<br>11.2–81.1. ср. 28.7<br>(n=6)<br>1*. 9.6–48. ср. 27.3<br>2*. 9.9–67. ср. 26.7<br>Все пробы 9.6–67. ср. 27<br>(n=38)                  | 2.3<br>3.52<br>–<br>2.9**                    | [2]<br>[3]<br>[4]<br>данная работа               |
| Ср. глобальное                  | 10  |  | [5]  |
| NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> N  | 1.9<br>2.8<br>0.5–11.2. ср. 4.4<br>(n=6)<br>1*. 2.0–22.1. ср. 6.2<br>2*. 3.1–12. ср. 5.9<br>Все пробы 2.0–22.1. ср. 6.0<br>(n=38)                 | 0.20<br>0.29<br>н.о. ***–0.57<br>0.65**      | [2]<br>[3]<br>[6]<br>данная работа               |
| Ср. глобальное                  | 1.0   | –  | [5]  |
| NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> N  | 90<br>65.8<br>3.5–392. ср. 182<br>(n=6)<br>–<br>64.4<br>1*. 0.7–69. ср. 26<br>2*. 2.0–150. ср. 40<br>Все пробы 0.7–150. ср. 33<br>(n=24)          | 8.8<br>6.78<br>–<br>5.7–13.0<br>6.7<br>3.6** | [2]<br>[3]<br>[4]<br>[6]<br>[7]<br>данная работа |
| Ср. глобальное                  | 100   |  | [5]  |
| Si                              | 3470<br>2095<br>507–5022. ср. 3060<br>(n=6)<br>2260<br>1*. 977–6006. ср. 3480<br>2*. 540–5710. ср. 2972<br>Все пробы 540–6006. ср. 3226<br>(n=38) | 382<br>215<br>–<br>235<br>349**              | [2]<br>[3]<br>[4]<br>[7]<br>данная работа        |
| Ср. глобальное                  | 4850  | –  | [5]  |

\*1. – Яхт-клуб; 2. – порт «Экономия»; \*\* Ориентировочные оценки получены при среднемноголетнем стоке 108 км<sup>3</sup>/г; \*\*\* н.о. – не обнаружено

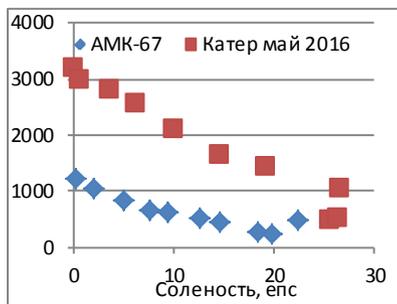
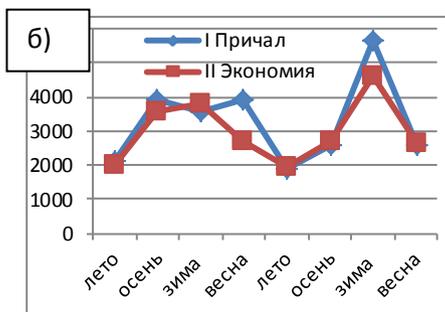
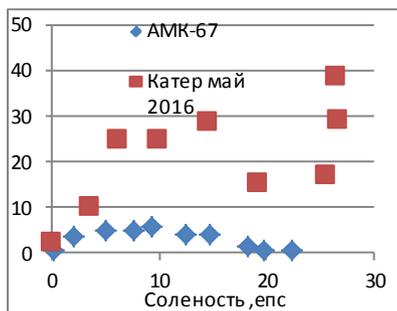
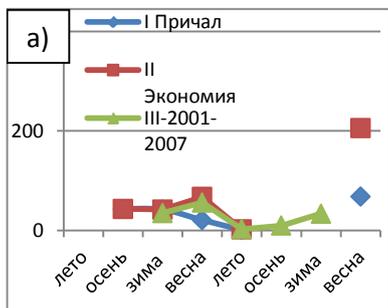


Рисунок. Вариации усредненных по сезонам концентраций в нижнем течении Северной Двины с мая 2015 по май 2017 гг., и их поведение в МФ в зависимости от солености на разрезе река-море в мае 2016 (катер) и в августе 2017 гг. (АМК-67): NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N (а), Si (б) (все в мкг/л)

В таблицу включены также данные предыдущих исследований и средние глобальные концентрации [2].

Концентрации биогенных элементов повышены, как правило, в реках с высоким содержанием растворенной органики. А именно Северная Двина отмечается в среднем более чем 3-х кратным превышением концентрации РОУ по сравнению с глобальным уровнем. Показано, что концентрации фосфатов и нитритов в воде Северной Двины в 2–3 раза выше глобальных, нитратов близки к глобальным, и только концентрации кремния уступают в 1.5–2.0 раза глобальным.

Концентрации изученных биогенных форм биогенов в целом неплохо сопоставимы для двух точек отбора проб. Весной 2016 г. был зафиксирован резкий выброс концентрации NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N в порту «Экономия». Концентрация достигла 150 мкг/л, тогда как в черте города (Яхт-клуб) она не превышала 40 мкг/л. Вероятнее всего, это было связано с влиянием антропогенного фактора. В какой-то мере это относится и к PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>-P (весной 2016 г. 37.8 и

23.2 и весной 2017 г. 52.7 и 43.4 мкг/л).

Сезонные колебания наиболее четко проявляются для  $\text{NO}_3\text{-N}$  (если отношения максимальной и минимальной концентраций для фосфатов равно 7, нитритов и кремния около 11, то для нитратов оно составляет 214). Все биогены в той или иной степени повышены зимой, а в период весеннего половодья происходит разбавление талыми водами. Концентрация  $\text{NO}_3\text{-N}$  падает со 150 мкг/л в марте 2016 г. (порт «Экономия») до 31.2 мкг/л в апреле и 22.7 мкг/л в мае. Летом концентрация нитратов снижается до исчезающе низких уровней – до 2.1 мкг/л в порту «Экономия» и до 1 мкг/л в районе Яхт-клуба. Связано это с активным потреблением биогенов фитопланктоном (сказанное относится так же и к  $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$  и Si).

Необходимо подчеркнуть, что при отсутствии данных о сезонных колебаниях концентраций биогенных элементов маловероятно получение адекватных оценок годовых стоков тех или иных элементов (как и без данных о водном стоке), что еще раз подчеркивает необходимость подобных данной работе проектов.

В рамках проекта за рассматриваемый период было выполнено 7 разрезов река-море, которые выполнялись в Двинском заливе либо с борта небольшого катера, либо во время экспедиций НИС «Академик Мстислав Келдыш» (63 и 67-й рейсы, оба в августе 2015 и 2016 гг.)

На рисунке представлены зависимости рассматриваемых биогенных элементов от солёности для двух из 7 разрезов – это разрез с борта НИС «Академик Мстислав Келдыш» в августе 2016 г. и с борта катера в мае 2016 г.

К числу элементов консервативного поведения относится только кремний. В период весеннего половодья концентрация Si достигала 3000 мкг/л и более, тогда как в августе она не превышала 1200 мкг/л. Такое распределение растворенного кремния вовсе не означает, что он не усваивается фитопланктоном (диатомовыми). Дело, скорее, в том, что концентрации Si весьма высоки в речной воде и удаление части его за счет усвоения биотой практически не сказывается на форме зависимости.

Поведение нитритов можно отнести к квазиконсервативному. Фосфаты весной практически не меняют свою концентрацию во всей зоне смешения речных и морских вод. По-видимому это связано с тем, что высокие скорости потока весенних вод не оставляют достаточно времени для полноценного развития и активного усвоения фосфатов фитопланктоном. В августе концентрация  $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$  сохраняется постоянной до  $S=10\%$ , а при дальнейшем возрастании солёности она быстро линейно падает почти до нуля. В биогенной части МФ [8] фосфаты захватывает биота. Одновременно идет разбавление речных вод морскими, более бедными биогенами.

Процесс биозахвата сказывается и на распределении в зоне МФ нитратов. В августе 2016 г. пик концентраций  $\text{NO}_3\text{-N}$  наблюдался в районе солёности 10–12%. Но после некоторого снижения концентрация нитратов

заметно увеличилась. При солёности более 20‰ происходит поступление в воду дополнительных масс нитратов. Каков их источник сказать трудно. Представленные зависимости концентраций биогенов от солёности не позволяют дать количественные оценки потерь, как обычно делается для других элементов.

Работы в рамках проекта продолжаются. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 14-27-00114-П.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / В.В. Сапожников (ред.) М.: ВНИРО, 2003. 203с.
2. Gordeev V.V., Martin Y-M, Sidorov I.S. et al. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic ocean // *American Journal of Science*. 1996. V. 296. P. 664–691.
3. Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д. и др. Особенности геохимии речного стока в Белое море // Система Белого моря. Т. 2. Водная толща и взаимодействующая с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 225–308.
4. Чутьцова А.Л., Скибинский Л.Э. Гидрохимические показатели в дельте реки Северной Двины в период весеннего половодья 2009 г. // Экологические проблемы, взгляд в будущее. Сб. трудов VI Междунар. научно-практ. конф., 5–8 сентября 2010 г. Ростов-на-Дону. 2010. С. 441–443.
5. Meybeck M. Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers // *American Journal of Science*. 1982. V. 282. P. 401–450.
6. Иванов В.В., Брызгалов В.А. Гидролого-гидрохимический режим водосбора Белого моря // Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Филатов Н.Н., Тержевик А.Ю. (ред.) Петрозаводск, 2007. С. 119–145.
7. Никаноров А.М., Соколова Л.П., Решетняк О.С. и др. Антропогенная нагрузка на устьевую область р. Северная Двина // *Метеорология и гидрология*. 2010. № 4. С. 75–84.
8. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.

The results of first two years of work in the frame-works of the project “The Observatory-The Northern Dvina River Marginal Filter” concerning seasonal variations of  $\text{NO}_2^-$ -N,  $\text{NO}_3^-$ -N,  $\text{PO}_4^{3-}$ -P and Si in waters of lower part of the river and their behaviour in the MF are presented.

**Демиденко Н.А.<sup>1</sup>, Попрядухин А.А.<sup>2</sup>, Льюменс М.Х.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова, Москва, e-mail: [demidenko\\_nikola@mail.ru](mailto:demidenko_nikola@mail.ru), <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, e-mail: [gidroartem@mail.ru](mailto:gidroartem@mail.ru), <sup>3</sup>Университет Твенте, Энсхеде, Нидерланды)

## **Динамика взвешенного вещества в зоне смешения пресных и соленых вод в эстуарии Мезени Белого моря**

**Demidenko N.A.<sup>1</sup>, Popryadukhin A.A.<sup>2</sup>, Leummens M.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Zubov State Oceanographical Institute, Moscow, <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, <sup>3</sup>University of Twente, Enschede, the Netherlands)

## **Suspended sediment dynamics in the mixing zone at the Mezen estuary of the White Sea**

Ключевые слова: эстуарии, приливы, динамика воды, взвешенные наносы, эрозионно-аккумулятивные процессы, приливные осушки, Белое море

В докладе рассматривается динамика взвешенного вещества, современное состояние гидрологических и геоморфологических процессов в эстуарии Мезени на основе стационарных сетевых наблюдений, а также специализированных экспедиционных исследований для различных целей – улучшения судоходных условий, изучения динамики берегов эстуария, бассейнового перераспределения стока воды, моделирования отдельных элементов гидрологического режима эстуариев, проектирования Мезенской ПЭС.

В геологическом строении побережья Мезенского залива и эстуариев Мезени и Кулоя принимают участие два комплекса осадочных пород: четвертичные и континентально–морские отложения пермского возраста. На дневную поверхность выходят лишь отложения уфимского, казанского и татарского ярусов. Наиболее широко распространены современные и верхнечетвертичные образования различного генезиса. Преобладают морские, ледниковые и болотные отложения [1].

Эрозионно-аккумулятивные процессы в прибрежной зоне и эстуарии Мезени обусловлены приливно-отливными течениями, речными расходами воды и стоком наносов, ветровым волнением и вдольбереговым потоком наносов за счет абразии морских берегов. В приливных морях и эстуариях главной причиной изменения потока наносов является абразия морских берегов. В Мезенском заливе ее темпы могут достигать 10 м/год. По данным [1], на участке устье р. Семжа – м. Рябинов за 5 лет берег эстуария Мезени отступил на 15 м. В среднем скорость отступления высокого и обрывистого берега около 1/5 м/год. Интенсивная абразия восточного берега эстуария Мезени вблизи устья р. Семжа привела к разрушению жилой застройки.

Количество обломочного материала, поступающего в водную толщу от абразии берегов Мезенского залива достигает 30 млн.т/год [1, 2]. По

сравнению с этим объемом стоков речных наносов, равный 0.7–0.9 млн.т/год, оказывается пренебрежимо малым. Наносы, перемещаемые вдольбереговыми течениями ветрового происхождения, составляют около 30% объема абразии. Остальная часть этого объема, преимущественно илстые частицы, переносятся приливо-отливными течениями.

Под воздействием преобладающих в летнее время ветров северных румбов крупнообломочный материал движется к югу, в сторону эстуариев Мезени и Кулоя. Схема, предложенная по результатам исследований В.С. Медведевым (рис.), позволяет определить пути и области аккумуляции песчаного материала и направление результирующего переноса илстых наносов из речной части приливного эстуария Мезени в сторону Белого моря.

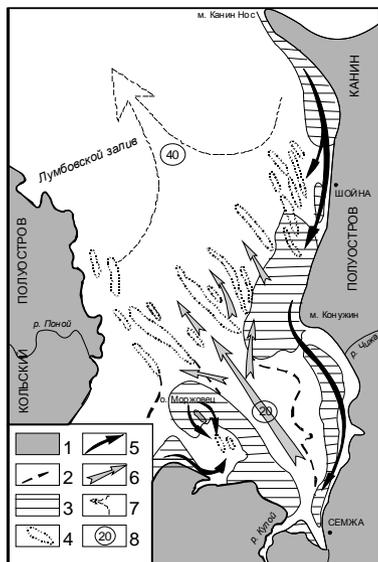


Рисунок. Схема динамики наносов в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя [2]. 1 – суша, 2 – предполагаемая граница срезанной в голоцене суши, выраженная в рельефе дна в виде уступа, 3 – участки дна, почти лишенные современных и древних осадков, 4 – подводные песчаные гряды, 5 – пути вдольберегового перемещения песка, 6 – пути выноса песка из Мезенского залива, 7 – направление выноса взвешенного материала, 8 – количество ежегодно выносимого материала в млн т.

Транспорт песчаного материала достаточно масштабен, поскольку минеральные частицы этого размера покрывают поверхность осушки. По этой поверхности песок перемещается к югу с высокими скоростями, формируя единый поток наносов, заполняющих вершину Мезенского залива и эстуарии Мезени и Кулоя. Глинистые фракции составляют

основную массу наносов, поступающих в прибрежную зону в результате абразии. Они переносятся течениями во взвешенном состоянии. Содержание в воде этих фракций колеблется от 10 до 5000 г/м<sup>3</sup> [3].

Сильные приливно-отливные течения обуславливают высокую динамичность рельефа дна эстуария. Основной приливно-отливный канал на участке р. Семжа – р. Пья сместился от восточного края эстуария Мезени (1893 г.) к его центральной части (1927 г.), а затем, начиная с 1960 г., к западному берегу эстуария [4]. До 30-х годов XX в. на месте современных осушек существовал судоходный фарватер, ориентированный в сторону устья р. Семжа. В настоящее время для судоходства используется только западный фарватер эстуария Мезени. В целом для эстуария характерна тенденция к его заполнению наносами и обмелению. Со времени первого инструментального обследования залива в 1914–1915 гг. глубины в районе устьевого створа эстуария Мезени уменьшились на 2–3 м. Эти же тенденции характерны и для вершины эстуария в районе г. Мезень.

Характерной особенностью динамики взвешенных наносов в зоне смещения речных и морских вод является формирование зоны максимальных значений мутности или «литоклина». Возникновение этой зоны обусловлен процессами флокуляции глинистых частиц и органического вещества, а также особенностями эстуарийной циркуляции воды [4]. В ее пределах мутность воды значительно превосходит мутность в речных и морских водах.

Наличие зоны повышенной мутности воды характерно для эстуариев Мезени и Кулоя. Образование литоклина в этих эстуариях зависит от трансформации и асимметрии приливной волны при ее проникновении. Волна в прилив распространяется здесь с большей скоростью, чем во время отлива. В результате наносы в основном перемещаются в сторону суши, к вершине эстуария. Период смены течения в полную воду имеет большую продолжительность по сравнению с малой водой. Поэтому существуют предпосылки для аккумуляции части взвешенных частиц и увеличения объема отложений.

Эти особенности в основном характерны для верхней и средней части эстуария Мезень. В нижней части эстуария и вершине Мезенского залива влияние отливного потока и ветрового волнения на поверхность осушек, приводит к взвешиванию отложившихся частиц. При понижении уровня в малую воду взвешенные частицы концентрируются в стоково-отливных ложбинах, создавая максимум мутности («пробки мутности»).

В эстуарии Мезени миграция зоны максимума мутности за приливный цикл составляет 20–25 км. Течения перемещают наносы различной крупности и создают зону высокой мутности в эстуарии – «пробку мути» с максимальной концентрацией взмученных в прилив наносов до 10–13 кг/м<sup>3</sup>, ядро которой располагается в 15–20 км от устьевого створа. Так, например, у д. Пья величина мутности в придонном горизонте колеблется от 0.5 до 8.5

кг/м<sup>3</sup> (средняя – 3.5 кг/м<sup>3</sup>), а у д. Семжа от 0.35 до 13 кг/м<sup>3</sup> [5]. В период наблюдения на суточной станции в августе 2015 г. на фарватере эстуария Мезени по траверзу д. Семжа (в 6.5 км от УС) при квадратурных приливах мутность воды в поверхностном горизонте изменялась от 128 г/м<sup>3</sup> в ПВ до 1.3 кг/м<sup>3</sup> в МВ. В придонном горизонте мутность воды изменялась в значительном диапазоне от 150 г/м<sup>3</sup> в ПВ до 56 кг/м<sup>3</sup> в МВ при подходе «пробки мутности». Такие максимальные значения мутности в пределах 40–56 кг/м<sup>3</sup> наблюдались продолжительностью 2 ч приливного цикла при фазе отлива, малой воде, смене течений и начальной фазе прилива. Максимальная концентрация взвешенного вещества в воде в придонном горизонте была 56.32 кг/м<sup>3</sup> и наблюдалась в начальной фазе прилива (МВ+1 ч) при обратных скоростях течения 0.3 м/с.

Мутность воды в эстуарии Мезени больше в сизигию и меньше – в квадратуру. При смене направления течения глинистые частицы и флокулированные частицы не осаждаются на дно, а находятся во взвешенном состоянии. Они перемещаются реверсивным течением в реку или море, участвуя в общей эстуарийной циркуляции, практически не удаляясь за пределы эстуариев Мезени и Кулоя. Мутность воды в поверхностном горизонте в этот период сохраняется на уровне 50–100 г/м<sup>3</sup> [6].

На регулярные полусуточные и двухнедельные приливные изменения мутности накладываются сезонные и годовые изменения концентрации взвешенных наносов. Эти изменения обусловлены климатическими и гидрологическими факторами, поскольку они определяют вынос в залив продуктов эрозии из речных бассейнов.

Высокая мутность воды и транспорт наносов во всем Мезенском заливе и эстуариях Мезен и Кулоя активно влияют на переформирование донных форм рельефа и морфологии всей устьевой области и береговой зоны залива.

Песчаные отложения образуют вытянутые узкие приливные гряды в центральных частях эстуариев. Алевриты и илы отлагаются на береговых отмелях и на приливных осушках (маршах). В целом в эстуариях формируется так называемая «система удержания» осадков внутри эстуария, границы которой определяются с речной стороны пределом проникновения галоклина, а со стороны моря – зоной резкого снижения транспортирующей способности потока вследствие уменьшения скоростей течения. Седиментационный цикл в эстуариях включает в себя начальный взмыв тонких осадков со дна до момента их флокуляции и агрегирования на контакте пресных и соленых вод. Укрупнение частиц вызывает их осаждение на дно, накопление, уплотнение и сохранение до следующего эрозионного цикла. Периодическое возникновение застойных условий в момент наиболее высокого прилива (в течение 8–10 ч) приводит к осадконакоплению с высокими скоростями (4–7 мм/год). В эстуариях

отлагается до 2/3 стока речных наносов. Вследствие коагуляции в них осаждаются 60–80% растворенных гуминовых веществ, железа и поллютантов. Наиболее благоприятные условия для этого имеются в зоне выклинивания галоклина, где часто образуется зона с повышенной мутностью вод, а также участки пойм и маршей. Русловые бороздины в эстуариях при высоких нагонах и приливах интенсивно промываются, и донные осадки практически не загрязняются.

Таким образом, северо-восточная часть Белого моря, где расположен Мезенский залив и эстуарии Мезени и Кулоя, по геологическому строению и гидродинамическим условиям исключительно благоприятна для развития абразионных процессов и интенсивной динамики взвешенных наносов в пределах эстуариев.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-01018) и РНФ (грант 14-37-00038).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море (Седиментогенез и история развития в голоцене). М.: Наука, 1977. 236 с.
  2. Медведев В.С. Вопросы динамики прибрежной зоны Мезенского залива Белого моря в связи с проектированием приливных электростанций // Геоморфология и литология береговой зоны. М.: Наука, 1971. С. 23–29.
  3. Демиденко Н.А. Гидрологический режим Мезенского залива и эстуариев Мезени и Кулоя // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 411–432.
  4. Протопопов И.Д. Несколько данных о гидрологическом режиме устья р. Мезени // Исследования морей СССР. Л.: Изд. ГГИ, 1932. С. 87–102.
  5. Демиденко Н.А. Формирование максимума мутности воды в сильноприливных эстуариях Мезени и Кулоя // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. Т. IV. М.: GEOS, 2009. С. 65–69.
  6. Демиденко Н.А., Землянов И.В., Горелиц О.В., Михайлов В.Н. Исследование гидролого-морфологических процессов в устьевой области реки Мезень для целей проектирования Мезенской приливной электростанции // Труды ГОИН. 2008. Вып. 211. С. 273–288.
- The research is focused on the suspended matter dynamics, as well as the contemporary hydrological and geomorphological processes in the Mezen estuary basing on data of stationary network observations, and also specialized field studies for various purposes, such as improving navigational conditions, studying the estuary banks destruction, basin redistribution of water runoff, modeling of estuarial hydrological regime, design of Mezen tidal power plant.

**Ефимов В.А.<sup>1</sup>, Беляев Б.М.<sup>1</sup>, Василенко А.Н.<sup>1</sup>,  
Воронов Д.А.<sup>2,3</sup>, Ефимова Л.Е.<sup>1</sup>, Краснова Е.Д.<sup>4</sup>, Мироненко  
А.А.<sup>1</sup>, Фролова Н.Л.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>МГУ имени М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва e-mail:  
[roxifixat@yandex.ru](mailto:roxifixat@yandex.ru); <sup>2</sup>Институт проблем передачи информации им. А.А.Харкевича  
РАН; <sup>3</sup>Институт физико-химической биологии им Белозерского МГУ  
им.М.В.Ломоносова; <sup>4</sup>Москва, Биологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова)

**Новые данные гидролого-гидрохимических исследований  
стратифицированных водоёмов отделяющихся от моря  
Efimov V.A.<sup>1</sup>, Belyaev B.M.<sup>1</sup>, Vasilenko A.N.<sup>1</sup>, Voronov D.A.<sup>2,3</sup>,  
Efimova L.E.<sup>1</sup>, Krasnova E.D.<sup>4</sup>, Mironenko A.A.<sup>1</sup>,  
Frolova N.L.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Geographical Department; <sup>2</sup>Institute for  
Information Transmission Problems RAS; <sup>3</sup>A.N. Belozersky Institute of Physico-Chemical  
Biology MSU; <sup>4</sup>Lomonosov Moscow State University, Biological Department)

**New data of hydrological and hydrochemical explorations of  
stratified water bodies separated from the sea**

Ключевые слова: Белое море, лагуна, меромиктическое озеро, гидрологическая структура, химический состав воды, биогенные элементы, водный сток, Беломорская биологическая станция

В работе представлены новые данные о морфометрии, гидрологической структуре и химическом составе водоёмов находящихся на начальной стадии отделения от моря. Проведено сравнение полученных показателей с изученными ранее меромиктическими озёрами п-ова Киндо. Выявлены основные факторы, влияющие на формирование водных масс в водоёмах.

В настоящее время вдоль побережья Белого моря отмечается постепенное обособление и отделение от моря небольших водоемов. Этот процесс происходит на протяжении длительного времени, поэтому водоемы находятся на разных этапах отделения, что позволяет выявить особенности их гидрологической эволюции.

Изучение отделяющихся водоемов полуострова Киндо продолжается более 10 лет [1, 2]. По результатам сезонных съемок 2014–2016 гг. 8 исследованных озёр были объединены в группы с разной степенью изолированности от моря [3]. Одна группа водоемов давно утратила связь с морем, трансформировавшись в пресноводные озера, в питании которых основная роль принадлежит атмосферным осадкам, поверхностному и подземному стоку. Другая группа водоемов расположена в котловинах, наследующих мелководные морские заливы. Прекращение проникновения в них морских вод при приливах и отсутствие перемешивания приводит к расслоению водной толщи и возникновению в придонных понижениях

застойных зон с более высокой соленостью и постоянной температурой. Изолированность и устойчивая плотностная стратификация вод в этих водоемах усиливают их своеобразие до сверхконтрастности, когда в слое толщиной всего лишь 1 м происходит смена хорошо аэрированных вод на воды с восстановительными условиями и высоким содержанием сероводорода. Прекращение перемешивания и возникновение слоев воды, резко различающихся по физическим и гидрохимическим параметрам, создает условия для увеличения плотности бактериальных сообществ, возникновения сообществ из микроорганизмов, способных к анаэробному фотосинтезу и хемосинтезу. Третья группа водных объектов находится под воздействием морских вод, приток которых максимален во время высоких приливов и ветровых нагонов. В водоемах третьей группы (например, озеро-лагуна у Зеленого мыса) могут наблюдаться колебания уровня воды, периодическая смена водных масс и отсутствие их смены в застойных зонах придонных слоев [3].

Объекты и методы. В сентябре 2017 г. сотрудниками и студентами географического факультета МГУ совместно с сотрудниками ББС им. Перцова были впервые подробно исследованы три отделяющихся от моря водоема, расположенные на юго-восточном побережье Кандалакшского залива: лагуны Глубокая и Мероламбина, озеро Тонисоар (рис.).

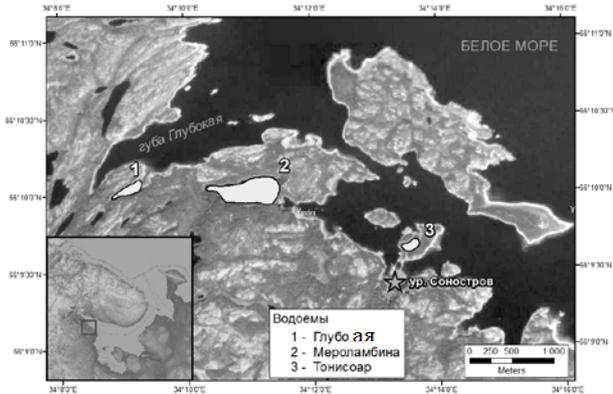


Рисунок. Расположение исследованных озер

В ходе проведения комплексных исследований были выполнены батиметрические съемки водоемов с использованием эхолота Lowrance Elite – 5hdi, построены батиметрические карты. Проведено зондирование водной толщи. Значения pH и Eh определялись при помощи портативного pH-Eh метра. Температуру и электропроводность воды измеряли с помощью полевых кондуктометров YSI Pro30. Концентрация растворённого в воде кислорода определялась оксиметром YSiODO. В глубоководных частях водоемов отобраны, а затем отфильтрованы через мембранный фильтр и

законсервированы пробы воды для последующего определения в них компонентов химического состава. Пробоотбор проводился с помощью погружного насоса с гибким шлангом и размеченным тросом. Лабораторный анализ выполнен согласно методикам, изложенным в [4].

**Результаты.** Исследованные водоёмы находятся на начальной стадии эволюции морского залива и его превращения в пресноводное озеро. Они заметно различаются по морфометрическим показателям, что оказывает влияние на их гидролого-гидрохимические характеристики. Площадь акватории лагуны Мероламбина почти в 6 раз превышает площадь акватории лагуны Глубокая и в 10 раз – озера Тонисоар. При этом оз. Тонисоар, глубины в котором достигают 10 и более метров, самый глубокий из исследованных водных объектов.

Лагуна Мероламбина характеризуется широким диапазоном солёности (в период исследований – от 1.9 до 17.3‰). Воды лагуны стратифицированы, что обусловлено как заметным воздействием речного стока, так и сильным влиянием приливов. Минимальные значения солёности характерны для поверхностного слоя воды толщиной 1–2.5 м. Распреснённые воды имеют пониженные значения pH и пониженные, относительно нижележащей водной массы температуры, обусловленные притоком более холодных пресных вод с водосбора. Поверхностный слой воды хорошо аэрирован (100% насыщения), что связано с активным перемешиванием. Водная масса, расположенная на глубинах 2.5–5 м практически однородна по всей толще водоема. Солёность вод постепенно возрастает, однако содержание кислорода, температура и pH воды изменяются незначительно. Эта водная масса, вероятно, представляет собой наследованную водную массу предыдущей фазы приливного цикла или предыдущего сезона. Ниже слоя 5.5–8 м залегает глубинная водная масса, теряющая кислород, что связано с процессами деструкции, которые, однако, идут менее интенсивно, чем в других исследованных водных объектах. Отсутствие сероводородного заражения водоема позволяет микроорганизмам развиваться в придонных слоях озера. Для всей водной толщи характерно низкое, по сравнению с другими обследованными водными объектами, содержание фосфатов (как в растворенной, так и во взвешенной форме), а также общего фосфора, максимальная концентрация которого отмечена в придонных слоях водоема (58 мкг/л).

Губа Глубокая – водный объект с широким и высоким порогом. Постоянный приток пресной воды в лагуну почти в 100 раз меньше, чем в лагуну Мероламбина. В период исследования солёность водоема по глубине изменялась от 17.2 до 23.3‰, причем, в верхнем метровом горизонте происходило увеличение показателя на 2.7‰, а ниже (от 1 до 5 м) наблюдалась изогалия. На глубине 5–6 м вновь отмечен рост солёности, а на горизонте 6–8 м – изогалия. Температура воды изменялась с 11.6 у поверхности до 4.6°C в придонных слоях. Содержание растворенного кислорода до глубины 5 м составило 95–80% насыщения, что обусловлено

периодическим перемешиванием водной толщи и деятельностью фитопланктона. Однако, уже ниже 6 м отмечались признаки сероводородного заражения. В придонных слоях воды ощущался характерный запах, а значения Eh изменялись от 300 до -250, что свидетельствует о смене окислительно-восстановительных условий. Для разных зон водоема (с окислительными и восстановительными условиями) характерны и различия кислотности: от слабощелочной (8.2) до нейтральной (6.9). В отличие от лагуны Меролампина, в водах лагуны Глубокая преобладающей формой фосфора оказались фосфаты (как растворенные, так и содержащиеся во взвеси). Концентрации минерального и валового фосфора с глубиной увеличились в 15 и более раз (от 15 у поверхности до более 400 мкг/л у дна). Накопление минерального фосфора в придонных слоях водоема происходит как ввиду отсутствия его потребления, так и поступления из донных отложений в условиях аноксии.

Характерные признаки меромиксии отмечены в воде озера Тонисоар, имеющего с морем периодическую связь. Распределение гидрологических характеристик этого водоема обнаружило заметное сходство с исследованным ранее озером-лагуной у Зелёного Мыса в Кислой губе Белого моря [1–3]. Соленость оз. Тонисоар 19–24‰. Верхний слой (до 2 м) находится под влиянием морских солёных вод, что приводит к постоянному перемешиванию воды. Температура воды в слое постепенно возрастает с 10 до 12°C, содержание кислорода практически не меняется и составляет 100%<sub>нас.</sub> рН уменьшается в небольшом диапазоне от 8.1 до 7.9. На глубинах 2.5–3.5 м при высокой прозрачности воды (4.1 м) активно развиваются сообщества фотосинтезирующих организмов. Это граница фотического слоя. Отмечено увеличение концентрации O<sub>2</sub> до 122%, рост температуры до 14°C и незначительное возрастание рН. Ниже 3.5 м, в результате протекания процессов деструкции органического вещества происходит уменьшение рН с 7.9 до 7.3. Для нижележащей водной массы характерно постепенное уменьшение концентрации O<sub>2</sub>, температуры (до 4°C) и рН. На глубине 7.5 м отмечены смена окислительных условий на восстановительные и сероводородное заражение. Вертикальное распределение содержания форм фосфора схоже с их распределением в лагуне Глубокая, с той разницей, что до глубины 5 м фосфаты полностью отсутствуют, а концентрация валового фосфора составляет менее 15 мг/л и представлена органической формой, что, скорее всего, обусловлено деятельностью живых организмов. Отметим, что общее микробное число в воде оз. Тонисоар наибольшее среди всех исследованных озер. Оно максимально у поверхности и у дна (ок. 5\*10<sup>5</sup> кл/мл). В лаг. Глубокая и Меролампина отмечены величины на порядок меньше, за исключением горизонта 6.5 м (ниже хемоклина) в лагуне Глубокая, где значение данного показателя достигает почти 3\*10<sup>5</sup> кл/мл.

В придонном слое оз. Тонисоар наблюдались концентрации фосфатов, достигающие 130 мкг/л, что почти в 2 раза ниже значений, отмеченных в придонных слоях лаг. Глубокая, органический фосфор также отсутствовал.

Натурный эксперимент (методом трубок Романенко) показал, что потоки минерального фосфора направлены из донных отложений в воду. Минимальная величина потока характерна для лагуны Мероламбина (1.6 мг/л в сут.); максимальная (10.5 мг/л в сут.) – отмечена в оз. Танисаари, где, как и в лагуне Глубокая обусловлена наличием аноксии.

В результате исследований получены новые данные о стратифицированных водоёмах, отделяющихся от Белого моря. Исследованные водоёмы по своим особенностям вертикальной гидрологической структуры близки к озеру-лагуне Зелёный Мыс вблизи ББС МГУ, однако различия морфометрических показателей обуславливают особенности расположения хемоклина и водных масс в водоёмах. В формировании гидрологической структуры лагуны Мероламбина заметная роль принадлежит речному стоку, поступление которого, наряду с влиянием приливов, противодействует формированию меромиксии. Развитие аноксии в придонных слоях стратифицированных водоёмов создает условия для поступления минерального фосфора из донных отложений в воду и накопление при отсутствии его потребления.

Лабораторные исследования и анализ результатов выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00155П), полевые работы проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00548-а).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Демиденко Н.А. и др. Исследования отделяющихся водоёмов на побережье Белого моря // Комплексные исследования Бабяего моря, полу-изолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота — изменения на фоне трансгрессии берегов. Труды Беломорской биостанции МГУ, т. 12. Т-во научных изданий КМК Москва, 2016. С. 211–241.
2. Vasil'chuk Y.K., Frolova N.L., Krasnova E.D. et al. Water isotopic-geochemical composition in the Trekhtsvetnoe meromictic lake on the White Sea coast // *Water Resources*. 2016. V. 43. № 5. P. 828–838.
3. Ефимова Л.Е., Фролова Н.Л., Краснова Е.Д. и др. Гидрохимические особенности водоёмов западного побережья Белого моря: от морских лагун – к меромиктическим озерам // Материалы научной конференции Современные проблемы гидрохимии и мониторинга качества поверхностных вод. Ростов-на-Дону, Т. 1. Ростов-на-Дону, 2015. С. 39–43.
4. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового Океана. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.

The paper presents new data on morphometry, hydrological structure and chemical composition of water bodies on the initial stages of separation from the sea. The main factors influencing the formation of water masses in reservoirs have been identified.

**Колька В.В., Корсакова О.П., Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Вашков А.А.**

(Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, e-mail: [kolka@geoksc.apatity.ru](mailto:kolka@geoksc.apatity.ru))

**Дифференцированные движения морфотектонических блоков на побережье Белого моря (район пос. Чупа)**

**Kolka V.V., Korsakova O.P., Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Vashkov A.A.**

(Geological institute of Kola Science Centre RAS, Apatity)

**Differentiated movements of morpho-tectonic blocks on the White Sea coast of (area of the village of Chupa)**

Ключевые слова: Кандлакшский залив, Белое море, донные осадки озер, морфотектонические блоки, вертикальные движения

Представлены результаты изучения донных осадков озер из разных морфотектонических блоков в районе поселка Чупа на побережье Белого моря. Пороги стока из озер расположены на одинаковых высотных отметках. В седиментологических последовательностях донных осадков определялось время смены условий осадконакопления с морских на пресноводные. Это делалось для того, чтобы установить наличие или отсутствие дифференцированных движений между блоками.

В работах посвященных позднеплейстоценовой-голоценовой тектонике беломорского побережья часто встречаются упоминания о «дифференцированных движениях морфотектонических блоков», которые подразумевают под собой вертикальное перемещение блоков ограниченных тектоническими разломами. Эти блоки могут быть как планетарного размера, например, весь Кольский полуостров [1], так и блоки размером в первые квадратные километры [2]. Окончательно также не определено, что значит «дифференцированные» движения блоков. То ли это движение по блокам в разных направлениях, то ли это поднятие блоков с разными скоростями. Пока что нет ответа и на вопрос о скоростях этих движений. Задача этой работы состояла в том, чтобы попытаться ответить на некоторые из этих вопросов. Для этого был выбран район на карельском побережье Кандалакшского залива Белого моря в районе пос.Чупа, где ранее проводились работы по изучению изменения относительного уровня моря [3].

*Методика проведенных исследований.* Для определения дифференцированных вертикальных движений в соседних блоках, был проведен линеаментный анализ территории в вершине Кандалакшского залива и выделены блоки земной коры (рисунок). В районе поселка Чупа в пределах нескольких выделенных блоков были выбраны озерные депрессии

с одинаковыми высотными отметками порогов стока из них. Далее применялся метод изолированных бассейнов. В каждом озере отбирался и тщательно документировался керн донных осадков. Непосредственно в поле, используя литологический анализ, выделялись интервалы литологической последовательности, относящиеся к различным литогенетическим типам (фациям) [4, 5]. Фациальная принадлежность к различным условиям седиментации устанавливалась также диатомовым анализом. Из интервалов осадков, формировавшихся в водоемах изолировавшихся от моря, отбирались пробы для радиоуглеродного датирования.



Рисунок. Схема линеаментов, выделяющих морфологические блоки на побережье Кандалакшского залива и прилегающей территории (жирными линиями показаны линеаменты, подтвержденные геологическими данными). Цифрами обозначены блоки, исследованные в районе пос. Чупа: 1 – Лоухский; 2 – Чупинский; 3 – Верхне-Пулумский; 4 – Тэдинский.

Полученные датировки из озер с одинаковыми высотными отметками,

расположенных в разных блоках, сравнивались для того, чтобы установить время смены морской седиментации на озерную седиментацию. Предполагается, что если в разных блоках время смены условий седиментации примерно одинаковое, то вертикальные движения по блокам отсутствуют, и в районе имеет место гляциоизостатическое куполообразное воздымание территории, ранее покрывавшейся ледником. Если же будут получены значительные различия во времени смены условий седиментации, то можно говорить о дифференцированных вертикальных движениях блоков.

*Полученные результаты.* Здесь приводятся предварительные результаты исследований, полученные в 2017 г. В Лоухском блоке (рисунок) было изучено озеро с отметками порога стока 80 м над уровнем моря (м н.у.м.). Озеро с такими же отметками изучено в Чупинском блоке. Литологическое изучение разрезов свидетельствует о близких условиях формирования литологических последовательностей в озерах. Датированием интервалов осадков, формировавшихся в водоемах изолировавшихся от моря, установлено, что в озерной депрессии в Чупинском блоке смена морских условий седиментации на озерные условия седиментации произошла примерно на 2000 календарных лет раньше, чем в Лоухском блоке. В озерах с высотными отметками 69 м н.у.м. из Верхне-Пуломского блока и Чупинского блока такая разница составила примерно 2500 календарных лет. В озерах с высотными отметками 61 м н.у.м. из Тединского и Чупинского блоков разница составила примерно 1250 календарных лет. В озерах расположенных на более низких отметках (52, 40, 33 м н.у.м.) в исследованных блоках разница составила примерно 500 календарных лет.

Исходя из полученных данных, можно сделать предварительный вывод о существовании вертикальных движений между блоками. Наиболее отчетливо это проявилось в депрессиях с высокими порогами стока, которые изолировались от моря во время интенсивной раннеголоценовой регрессии развивавшейся во временном интервала примерно 11800–9700 календарных лет назад [6].

Работа выполнялась при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00311-а.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979.
2. Baranskaya A.V., Romanenko F.A. Post-glacial and Holocene relative sea level changes in the Russian Arctic for the studies of the vertical movements of the Earth's crust // Materials of the PALSEA International workshop: Sea-level budgets at decadal to millennial time scales to bridge the paleo and instrumental records. Timberline Lodge, Oregon, 2016, p. 14.
3. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в

позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия) // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 255–268.

4. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия геогр. 2013. № 1. С. 73–88.

5. Корсакова О.П., Колька В.В., Толстоброва А.Н. и др. Литология и поздне-постледниковая стратиграфия донных отложений из котловин изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, северная Карелия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 81–101.

6. Колька В.В., Корсакова О.П. Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения на северо-востоке Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене // Система Белого моря. Т. IV. 2017 г. (В печати).

The results of studying bottom sediments of lakes in the vicinity of the village of Chupa, which have the same runoff thresholds from lake depressions above the present sea level and located in different morphotectonic blocks, are presented. The study was conducted to find out whether there exist differentiated in velocity or direction of vertical movements in different blocks.

**Коченкова А.И., Гордеев В.В., Яковлев А.В.,  
Белоруков С.К.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: [kochen.a@mail.ru](mailto:kochen.a@mail.ru))

**Сезонные вариации концентраций растворенного и  
взвешенного органического углерода в нижнем течении  
Северной Двины и её маргинальном фильтре**

**Kochenkova A.I., Gordeev V.V., Iakovlev A.V., Belorukov S.K.**  
(Shishov Institute of Oceanology of RAS, Moscow)

**Seasonal variations of dissolved and suspended organic carbon  
concentrations in the lower reaches of the Northern Dvina and  
its marginal filter**

Ключевые слова: маргинальный фильтр Северной Двины, органический углерод, сезонные вариации, годовые потоки элементов

Результаты первых двух лет работы в рамках проекта «Обсерватория – Маргинальный фильтр реки Северная Двина», сезонных вариаций содержания органического углерода в нижнем течении реки и его поведение в МФ.

Данная работа посвящена результатам изучения растворенного (РОУ) и взвешенного (ВОУ) органического углерода в нижнем течении Северной Двины и в зоне смешения речных и морских вод (МФ) с ежемесячным отбором проб воды в рамках проекта «Обсерватория – Маргинальный фильтр реки Северная Двина» за период с мая 2015 по май 2017 гг.

Целью проекта является изучение растворенных и взвешенных веществ (биогенные элементы, органический углерод, макро- и микроэлементный состав, углеводороды) в нижнем течении Северной Двины, с ежемесячным отбором проб воды и взвеси, и их поведения в маргинальном фильтре (МФ) реки в периоды весеннего половодья и летне-осенней межени.

Пробы поверхностной воды отбирались ежемесячно круглый год в двух точках реки: в черте г. Архангельска (Яхт-клуб (I) и в порту «Экономия» (II). За рассматриваемый период было выполнено 7 разрезов река–море в Двинском заливе (5 разрезов с малого катера и 2 разреза во время 63 и 67 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» при выходе судна из порта г. Архангельска в море).

Пробы отбирались с поверхности пластиковым ведром, в тот же день фильтровались через стекловолнистые фильтры GF/F и подкислялись соляной кислотой до pH=2. На разрезах река–море при работе с катера для отбора проб использовали пятилитровый батометр Нискина. Перед отбором получали данные о стратификации вод, после чего выбирались горизонты с нужной соленостью воды. В отдельных случаях проводили переход катера в другое место залива в поисках более подходящей стратификации для

пробоотбора.

Концентрации РОУ определялись в ИО РАН (Москва). Фильтры GF/F с взвесью поступали на анализ ВОУ. Определения проводились на анализаторе углерода АН-7529М. Концентрации РОУ определялись методом высокотемпературного сжигания на анализаторе углерода фирмы Шимадзу. Результаты двухлетних исследований представлены в таблице и на рис. 1. В таблицу включены данные других авторов и глобальное среднее для РОУ и ВОУ.

Концентрации РОУ в воде Северной Двины по данным как более ранних работ, так и самых последних, включая наши, колеблются в достаточно узком диапазоне – от 12 до 20 мг/л, что в 2–3.5 раза превышает среднее глобальное значение (5.75 мг/л). Причиной этого, как отмечалось неоднократно, являются особенности бассейна водосбора (широкое развитие болот, растительность, почвы и т.д.). Сравнение наших данных по концентрации ВОУ с глобальными свидетельствуют о более низких (почти на порядок) наших определениях и, в то же время, гораздо более высоких содержаний ВОУ (в %) по сравнению с глобальными величинами (8.3% против 1%). Дело в том, что, как подчеркивает М. Мейбек [1], на величины глобальных средних концентраций большое влияние оказывают реки с высокой взвесевой нагрузкой (средняя концентрация взвеси в Северной Двине около 10 мг/л, тогда как в Мировом речном стоке почти 500 мг/л [2]). Зависимость содержаний ВОУ от мутности обратная, т.е. чем выше мутность, тем ниже содержание. Этим и объясняется большая разница по сравнению с глобальными средними.

Концентрация РОУ колеблется в течение двух лет в диапазоне от 7 до 26 мг/л, составляя в среднем за год около 16.5 мг/л. Различия между двумя точками пробоотбора невелики (для Яхт-клуба среднее составляет 15.8 мг/л, для порта «Экономия» немного выше – 17.2 мг/л).

В целом создается впечатление, что имеет место тенденция направленного снижения концентраций РОУ от 2015 к 2017 г. Если так, причина не ясна, слишком мал период наблюдений. В работе [3] показано, что концентрация РОУ в воде реки в 2007 г. была на 30% ниже зимой и летом по сравнению с весной. Наши данные для 2015 г (зимой высокие концентрации (около 24 мг/л), а летом низкие (около 15 мг/л) не соответствуют данным этой работы. В то же время, в 2016 г. ситуация была близка к той, что наблюдалась в 2007 г. Похоже, что ситуация меняется от года к году, а значит требуются новые наблюдения.

Концентрации ВОУ, выраженные в мг/л, показывают максимум весной 2016 г., что представляется естественным в связи с максимальной мутностью вод в этот период (на рис. 1 видно, что, несмотря на относительно повышенную мутность, содержание ВОУ остается во взвеси достаточно высоким, порядка 7–13%). Но совсем иная ситуация весной 2015 г., концентрации ВОУ и его содержание (в %) были гораздо ниже, чем в

следующем году. Пока трудно объяснить эти результаты, требуются новые исследования.

Таблица. Средние концентрации и потоки растворенного (РОУ) и взвешенного (ВОУ) органического углерода в воде Северной Двины

| Форма Сорг        | Концентрация   | Ежегодный поток, $10^6$ т/г  | Ссылка   |
|-------------------|--|--|--|
| РОУ (мг/л)        | 12.7<br>1936–1965 /16.8<br>1966–1975/*16.4<br>11.6<br>11.7–33.7 ср. 20.3<br>18±2<br>1*: 7.2–24.3. ср. 15.8<br>2*: 9.0–26.1. ср. 17.2<br>общее ср. 16.5. (n=38) | 1.45<br>1.8(ср.107.7 км <sup>3</sup> /г)<br>1.54(ср.93.9 км <sup>3</sup> /г)<br>1.25<br>2.22<br>1.87<br>1.78** | [4]<br>[5]<br>[6]<br>[7]<br>[3]<br>данная работа |
| Ср. глобальное    | 5.75   |  | [1]  |
| ВОУ (мг/л)        | 2.6<br>1*: 0.12–1.37. ср. 0.53<br>2*: 0.18–1.16. ср. 0.54<br>общее ср. 0.54 (n=38)   | 0.28<br><br><br>0.058**  | [6]<br>данная работа                             |
| Ср. глобальное    | 4.8  | -  | [1]  |
| ВОУ (%)           | 6.4<br>2.97<br>2.3<br>1*: 1.2–17.3. ср. 9.8<br>2*: 3.5–12.8. ср. 6.8<br>общее ср. 8.3(n=38)  |  | [6]<br>[8]<br>[9]<br>данная работа               |
| Ср. глобальное    | 1  |  | [1]  |
| РОУ+ВОУ (мг/л)    | 15.3<br>17.0   | 1.65<br>1.84   | [6]<br>данная работа                             |
| РОУ/(РОУ+ВОУ) (%) | 82<br>97   | -  | [6]<br>данная работа                             |

\*1.– Яхт-клуб; 2.– порт «Экономия»;

\*\* Ориентировочные оценки получены при среднемноголетнем стоке  $108 \text{ км}^3/\text{г}$ ;

Рассмотрим поведение РОУ и ВОУ в зоне МФ (рис. 2). РОУ на обоих представленных разрезах (как и на всех здесь не показанных) ведет себя консервативно, что типично для РОУ во многих эстуариях [2]. На августовском разрезе (рейс АМК-63) заметны, в отличие от майского разреза, небольшие отклонения от линейности, что можно связать с деятельностью биоты. Поведение концентраций ВОУ, выраженных в мкг/л, похоже на квазиконсервативное, с почти линейным снижением в сторону

моря. При этом содержания ВОУ, выраженных в % на сухую взвесь, нелинейно снижаются от 13–18% при S=0 до 5% и ниже на морском краю разреза в мае, тогда как в августе ситуация иная – содержания даже несколько возрастают с ростом солёности, что можно связывать с активностью биоты в этот период времени.

Работы в рамках проекта продолжаются.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 14-27-00114-П.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Meybeck M. Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers // *American Journal of Science*. 1982. V. 282. P. 401–450.
2. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 152 с.
3. Pokrovsky O.S., Viers J., Shirokova L.S. et al. Dissolved, suspended and colloidal fluxes of organic carbon, major and trace elements in the Severnaya Dvina river and its tributary // *Chem. Geology*. 2010. V. 273. P. 136–149.
4. Скопинцев Б.А., Крылова Л.П. Вынос органического вещества крупнейшими реками СССР // *ДАН СССР*. 1955. Т. 105. № 4. С. 770–773.
5. Мальцева А.В., Тарасов М.Н., Смирнов М.П. Сток органических веществ с территории СССР // *Гидрохимия. материалы*. 1987. Т. 102. 118 с.
6. Artemiev V.E, Romankevich E.A. Seasonal variations and transport of OM in Northern Dvina estuary // *Transport of Carbon and minerals in major World Rivers / S. Degens et al. (eds.)*. Hansburg. 1988. Pt. 5. P. 177–184.
7. Артемьев В.Е. Геохимия органического вещества в системе река–море. М.: Наука, 1993. 204 с.
8. Шевченко В.П., Покровский О.С., Филиппов А.С. и др. Об элементном составе взвеси реки Северная Двина (Белое море) // *Докл. РАН*. 2010. Т. 430. № 5. С. 686–692.
9. Кравчишина М.Д., Шевченко В.П., Филиппов А.С. и др. Вещественный состав водной взвеси реки Северная Двина (Белое море) в период весеннего половодья // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 3. С. 396–416.

The results of first two years of work in the frame-works of the project “The Observatory-The Northern Dvina river Marginal Filter” concerning seasonal variations of dissolved and suspended organic carbon in waters of lower part of the river and their behavior in the MF are presented.

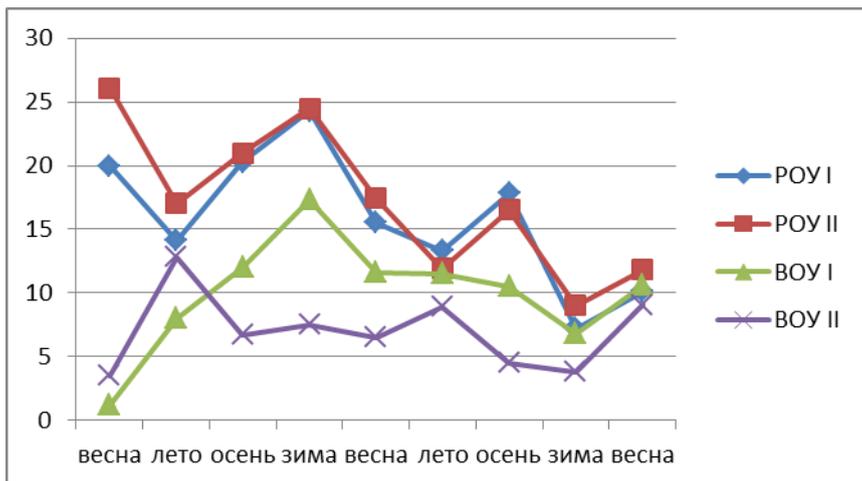


Рисунок 1. Вариации среднемесячных концентраций РОУ (мг/л) и БОУ (%) в нижнем течении Северной Двины (I-Яхт-клуб; II-Экономия)

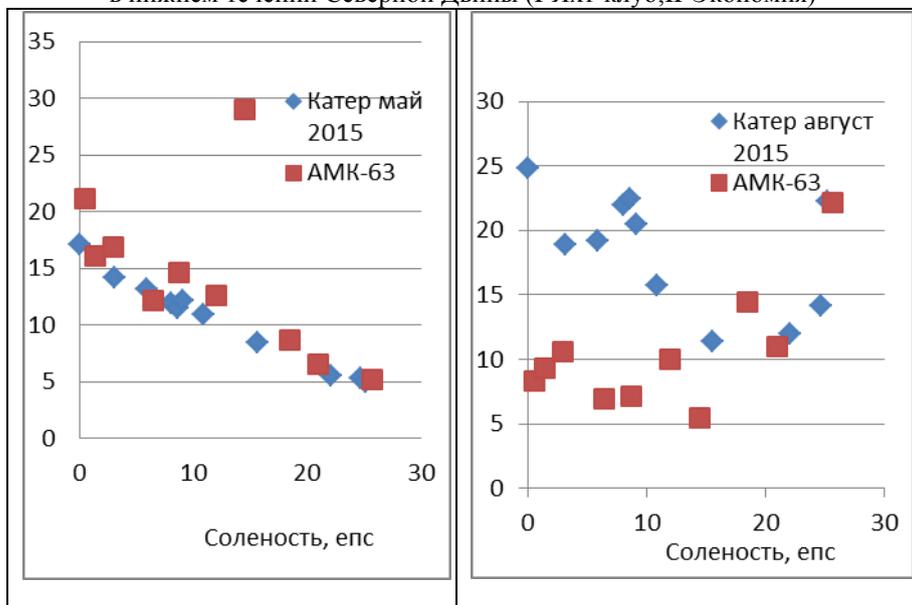


Рисунок 2. Зависимость концентрации РОУ (мг/л) и БОУ (%) от солёности в зоне МФ

**Краснова Е.Д.<sup>1</sup>, Воронов Д.А.<sup>2,3</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, e-mail: [e\\_d\\_krasnova@mail.ru](mailto:e_d_krasnova@mail.ru); <sup>2</sup>Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН (ИППИ РАН), <sup>3</sup>Институт физико-химической биологии им. А.Н. Белозерского МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва)

**Вертикальная гидрологическая структура и биологическая зональность в водоемах, отделяющихся от Белого моря**

**Krasnova E.D.<sup>1</sup>, Voronova D.A.<sup>2,3</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Institute for Information Transmission Problems RAS (Kharkevich Institute), <sup>3</sup>A.N. Belozersky Institute Of Physico-Chemical Biology of Moscow State University, Moscow)

**Vertical hydrological structure and functional biological zones in the water bodies separated from the White Sea**

Ключевые слова: стратификация, отделяющиеся водоемы, меромиксия, хемоклин, микроорганизмы

На основании данных о вертикальном распределении температуры, солёности, растворенного кислорода, рН, Eh, освещенности, сероводорода, некоторых биогенных элементов и планктона в шести водоемах на разных стадиях изоляции от Белого моря составлена обобщенная схема вертикальной зональности в этом классе стратифицированных водоемов. Основные черты этой структуры: наличие трех основных слоев и двух переходных, из которых один имеет абиотическую природу (пикноклин), а другой – абиотическую (хемоклин). Обсуждается распределение биоты по этим слоям и их роль в экосистеме водоема.

В результате регрессии моря на побережье залива Белого моря образовалось множество полуизолированных водоёмов с устойчивой вертикальной стратификацией, обусловленной одновременным существованием придонной солёной водной массы морского происхождения и опресненного верхнего слоя. В настоящий момент на побережье Кандалакшского залива мы нашли и исследовали 12 таких водоемов (таблица).

Многолетние круглогодичные наблюдения за шестью водоемами показали, что плотностная стратификация очень устойчива и сохраняется в течение длительного времени. Сезонная циркуляция воды не затрагивает водоем полностью, что позволяет отнести их к категории меромиктических водоемов. По классификации Хатчинсона [1] они относятся к экзогенным меромиктическим водоемам. Сопоставление вертикальных профилей температуры, солёности, содержания растворенного кислорода, рН, Eh и освещенности, а также вертикального распределения массовых форм фитопланктона и инфузорий позволило составить обобщенную схему вертикальной зональности типового водоема, отделяющегося от Белого моря.

Она включает пять слоев. 1. Поверхностный слой толщиной от 1 м до 1.5 м – зона ветрового перемешивания, в которой в безледный период происходит смешение пресной воды, поступающей с водосборного бассейна и с осадками, а также образовавшейся в результате таяния льда, с нижележащей соленой водой. В некоторых водоемах этот слой совершенно пресный. В тех водоемах, которые еще находятся под влиянием приливов и отливов, именно этот слой сообщается с морем и в этом случае соленость поверхностного слоя воды в полуизолированном водоеме такая же, как в море. 2. Пикноклин – переходная зона между опресненным поверхностным слоем и соленым, расположенным ниже. Особенностью прибрежных стратифицированных водоемов можно считать малую толщину и очень резкий плотностной градиент в пикноклине. 3. Соленый аэробный слой. В отличие от пресных меромиктических водоемов, где пикноклин одновременно служит и границей раздела между аэробной и анаэробной зонами [2], в прибрежных меромиктических водоемах морского происхождения редокс-клин находится значительно ниже пикноклина, и между ними располагается соленая аэробная зона. В ней нередко наблюдается локальная температурная инверсия: соленый аэробный слой теплее по сравнению с верхним опресненным и нижним анаэробным слоями. Соленый аэробный слой может быть на 5° теплее, чем поверхностный, и в некоторых случаях прогревается до 26°C. Причиной повышенной температуры служат солнечный прогрев и накопление тепла в отсутствие конвекции, когда теплообмен с вышележащей зоной и атмосферой ограничен крайне медленной тепловой диффузией. Аналогичным образом происходит накопление растворенного кислорода, который образуется в результате фотосинтеза фитопланктона, вплоть до 200% и даже 300% насыщения. Выработанный фитопланктоном кислород распространяется в соседние слои преимущественно путем молекулярной диффузии, также очень медленной. В биологическом плане, соленый аэробный слой характеризуется более высокой численностью фитопланктона и зоопланктона по сравнению с поверхностным слоем и пикноклином, причем планктонные организмы концентрируются в нижней части, вблизи с хемоклином. 4. Хемоклин, или редокс-зона – переходная зона между аэробной и анаэробной зонами. В изучаемых озерах он характеризуется очень резкими физико-химическими градиентами: слой насыщенный кислородом и слой с высоким содержанием сероводорода могут находиться друг от друга всего в 10–20 см, а разность потенциалов между ними может достигать 0.5 вольт. Хемоклин обычно окрашен за счет массового развития фототрофных организмов. По составу микроорганизмов хемоклин делится на еще более узкие прослойки. В верхней части хемоклина, над нулем Eh располагается прослойка миксотрофных микроорганизмов, например криптофитовых жгутиконосцев *Rhodomonas* (оз. Кисло-Сладкое, Вонючее, Большие Хрусломены, лагуна на Зеленом

мысле) или *Cryptomonas* (оз. Нижнее Ершовское), зеленых жгутиконосцев *Euglena*, а также инфузорий с фотосинтезирующими эндосимбионтами. Сразу под слоем с миксотрофами, под нулем Eh находится прослойка с аноксигенными фототрофами. В изучаемых водоемах массового развития достигают зеленые серные бактерии: коричневоокрашенные (оз. Еловое) или зеленоокрашенные (оз. Трехцветное, и Вонючее), либо смешанная культура (лагуна на Зеленом мысе) [4]. Плотность клеток в прослойках с миксотрофами и аноксигенными фототрофами обычно так велика, что они полностью поглощают дошедший до них солнечный свет, в результате чего нижележащая зона оказывается афотической и холодной. 5. Соленый анаэробный слой с высоким содержанием сероводорода, пониженной температурой и темновыми условиями.

В отличие от многих меромиктических водоемов, расположенных в других географических зонах, где сероводород может иметь как биотическое происхождение (за счет деятельности бактерий-сульфатредукторов), так и абиотическое (из подземных флюидов и от вулканической деятельности), в беломорских прибрежных стратифицированных водоемах источник сероводорода только один - бактериальный. Наиболее интенсивная сульфатредукция происходит в донном осадке [5], откуда сероводород диффундирует в воду. В толще водоема, где солнечный свет достигает сероводородной зоны при условии отсутствия конвекции возникают благоприятные условия для развития высокоплотного сообщества аноксигенных фототрофных бактерий, которые препятствуют распространению сероводорода вверх и тем самым защищают вышележащую аэробную экосистему от этого ядовитого агента, задерживают солнечные лучи и препятствуют прогреву нижней водной массы, чем способствуют усилению стратификации, а также создают деление водоема на фотическую и афотическую зоны. Близкое соседство миксотрофных организмов и фототрофных бактерий тоже представляется неслучайным. Миксотрофы способны переключаться с фотосинтеза на животный тип питания. Известно, что среди криптофитовых водорослей некоторые способны поглощать органические частицы бактериального размера и самих бактерий. Относительно того вида *Rhodomonas*, который обитает в беломорских стратифицированных водоемах, это пока не доказано и должно быть решено в ходе дальнейших исследований. В любом случае, и криптофитовые, и эвгленовые миксотрофные микроорганизмы получают органические вещества в растворенном виде или в виде оформленных частиц из прослойки зеленых серных бактерий [6], используют их для наращивания своей биомассы, и это позволяет им достигать высоких значений численности и биомассы вплоть до гипертравения [7]. Криптофитовые и эвгленовые, в свою очередь, представляют собой хороший корм для зоопланктона. Об этом мы можем судить по наличию внутри клеток инфузорий красных или зеленых

включений с характерной флуоресценцией, и по аналогичным сгусткам в пищеварительной системе ракообразных и коловраток.

Таблица 1. Характеристика 12 водоемов, естественным образом изолированных от Белого моря.

| Название водоема                   | Координаты                | Площадь, тыс. га | Мак глубина, м | Соленость, ‰ |       | Положение на глубине в разные годы, м |          | Мак конц. H <sub>2</sub> S, мг/л |
|------------------------------------|---------------------------|------------------|----------------|--------------|-------|---------------------------------------|----------|----------------------------------|
|                                    |                           |                  |                | Поверхность  | Дно   | Пикноклин                             | Хемоклин |                                  |
| Оз. Большие Хрусломены             | N66°42'57", E32°51'33"    | 300              | 24             | 4–7          | 23–24 | 2.0–3.0                               | 3.2–4.4  | 860                              |
| Оз. Трёхцветное                    | N66°35'31", E32°58'40"    | 30               | 7.5            | 0–5          | 21–22 | 1.0–2.5                               | 1.2–2.5  | 673*                             |
| Оз. Еловое                         | N66°58'53", E33°16'48"    | 30               | 5.5            | 0–0.2        | 24–25 | 1.0–1.5                               | 2.5–3.5  | 1075                             |
| Оз. Вонючее в Чупинской губе       | N66°17'23", E33°20'09"    | 70               | 2.5            | 5.0          | 14–16 | 1.3–1.5                               | 2–2.2    | ND*                              |
| Оз. Нижнее Ершовское               | N66°32'16", E33°03'30"    | 80               | 2.8            | 0–1.1        | 0–12  | 1–2.8                                 | 1.5–2.8  | 131                              |
| Оз. Мероламбина                    | N66°10'00", E 34°11'11"   | 60               | 8              | 10           | 18    | 1.0                                   | ND       | ND                               |
| Оз. Кисло-Сладкое                  | N66°32'54", E33°08'05"    | 16               | 5              | 9–26         | 22–28 | 1.0                                   | 2.5–4.0  | 34                               |
| Лагуна №1 на о. Телячьем           | N67°06'56", E 32°18'50"   | 8                | 3.0            | 12           | 18    | 1.5–2.5                               | –        | ND                               |
| Лагуна №2 на о. Телячьем           | N67°06'53", E 32° 19' 15" | 15               | 3.4            | 12–15        | 15–18 | 1.5–2.5                               | –        | ND                               |
| Лагуна на Зеленом мысе             | N66°31'49", E 33°05'42"   | 13               | 6.5            | 20–26        | 28–29 | 1.5–2.5                               | 3.5–5.5  | 102                              |
| Оз. Вонючее на о. Тонисоар         | N69°09'38", E 34°13'34"   | 10               | 10             | 21–22        | 27–29 | 1.5–2.0                               | 9        | ND                               |
| Губа Глубокая (возле о. Соностров) | N66°10'02", E 34°09'12"   | 5                | 8              | 24           | 26    | 5.5                                   | ND       | ND                               |

\* По: [3]. \*\* ND – нет данных.

Таким образом, первичная продукция аноксигенного фотосинтеза включается в трофическую сеть аэробного сообщества и играет в нем очень важную роль. Это обстоятельство коренным образом отличает экосистему водоема, отделяющегося от моря, от морских и озерных экосистем, основанных на первичной продукции оксигенного фотосинтеза.

В беломорских отделяющихся водоемах можно выделить 4

геохимических барьера, из которых три определяются абиотическими факторами (поверхность воды, пикноклин и дно), а четвертый – хемоклин – имеет биологическое происхождение, так как сформирован за счет деятельности микроорганизмов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 16-05-00548-а и 16-05-00502-а).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hutchinson G.E. A contribution to the limnology of arid regions // Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences. 1937. V. 33. P. 47–132.
2. Gulati R.D., Zadereev E.S., Degermendzhi A.G. Ecology of meromictic lakes. Switzerland Springer, 2017. 405 p.
3. Losyuk G., Kokryatskaya N., Krasnova E. Formation of hydrogen sulfide in isolated basins at the Karelian of the White Sea coast // EARSel eProceedings. 2015. V. 14. P. 49–54.
4. Kharcheva A.V., Krasnova E.D., Gorlenko V.M. et al. Depth profiles of spectral and hydrological characteristics of water and their relation to abundances of green sulfur bacteria in the stratified lakes of the White Sea // Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering, 9917:99170Q–1–99170Q–16, 2016.
5. Savvichev A.S., Lunina O.N., Rusanov I.I. et al. Microbiological and isotopic geochemical investigation of lake Kislo-Sladkoe, a meromictic water body at the Kandalaksha bay shore (White Sea) // Microbiology. 2014. V. 83. № 1–2. P. 56–66.
6. Barkhatov Y.V., Khromechek E.B., Tolomeev A.P. et al. Vertical distribution and trophic role of cryptophyta flagellates of meromictic lakes Shira and Shunet (Khakassia, Russia) // 3-th International Conference on Salt Lakes research (UICSR 2017): Book of abstracts (Ulan-Ude, Russia, August 21–25, 2017). Ulan-Ude: Buryat State University Publishing Department, 2017. P. 109.
7. Калмацкая О.А., Лаптинский К.А., Медвецкая И.Ю., Краснова Е.Д. Первая оценка биомассы водорослей в красном слое реликтового Кисло-сладкого озера (Белое море, ББС МГУ) // Материалы III Международной молодежной научно-практической конференции "Морские исследования и образование" (Москва, 22–24 октября 2014 г.). Москва, 2014. С. 173–177.

Based on the data on the vertical distribution of temperature, salinity, dissolved oxygen, pH, Eh, illuminance, hydrogen sulfide and plankton in 12 salt lakes at the different stages of separation from the White Sea, a generalized scheme of vertical zoning was compiled. The main features of this structure are three main layers and two transition layers, one of which is of abiotic origin (pycnocline), and the other of biotic nature (chemocline). The distribution of biota over these layers and the role of different biotic layers in the ecosystem of the reservoir are discussed.

**Кутенков С.А.<sup>1</sup>, Кожин М.Н.<sup>2,3,4</sup>, Головина Е.О.<sup>5</sup>,  
Копейна Е.И.<sup>4</sup>, Стойкина Н.В.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: [effort@krc.karelia.ru](mailto:effort@krc.karelia.ru);

<sup>2</sup>Кандалакшский государственный природный заповедник, Кандалакша;

<sup>3</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва;

<sup>4</sup>Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н.А. Аврорина КНЦ РАН, Кировск-6; <sup>5</sup>Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург)

## **Полигональные торфяники островов Белого моря: свидетельства изменений климата второй половины голоцена**

**Kutenkov S.A.<sup>1</sup>, Kozhin M.N.<sup>2,3,4</sup>, Golovina E.O.<sup>5</sup>,  
Kopeina E.I.<sup>4</sup>, Stoikina N.V.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Biology, Karelian RC RAS, Petrozavodsk; <sup>2</sup>Kandalaksha State Nature

Reserve, Kandalaksha; <sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>4</sup>Avronin Polar-

Alpine Botanical Garden-Institute, Kola SC, RAS, Кировск-6; <sup>5</sup>Komarov Botanical  
Institute of the RAS, Saint-Petersburg)

## **Polygonal peat deposits of the White Sea islands: evidence of climate change in the second half of the Holocene**

На островах вдоль Терского, Кандалакшского и Карельского берегов Белого моря встречаются торфяники, покрывающие их центральные части и пологие склоны крутизной 3–5, реже до 15° (рис. 1). Торфяники имеют необычную сетчатую структуру поверхности, напоминающую полигонально-трещиноватые комплексы полигональных болот [1] – выпуклые торфяные блоки полигональной формы, разделенные узкими трещинами, нередко прорезающими торфяную залежь до основания. При этом в трещинах отсутствуют клинья мерзлоты и размеры блоков (4–20 кв.м.) значительно меньше, чем в арктических полигональных болотах. Мощность торфа составляет 30–80 см.

Торфяники отмечаются как на скальных, вымытых морем островах в западной части моря, так и на перекрытых морскими рыхлыми отложениями островах у восточного побережья Кольского полуострова. Верхняя высотная отметка их залегания достигает вершин островов и может превышать 20 м н.ур.м. Нижняя граница начинается на западе региона от 8–10 м н.ур.м., опускаясь к востоку практически до современного уровня моря.

На большем протяжении своего ареала торфяники не имеют криогенных структур, однако на самом северо-востоке, в наиболее холодных условиях горла Белого моря в них, на глубине от 40 см, отмечаются фрагменты мерзлоты, охватывающей центральные торфяные ядрах отдельных полигонов и уходящей в подстилающую рыхлую минеральную породу.

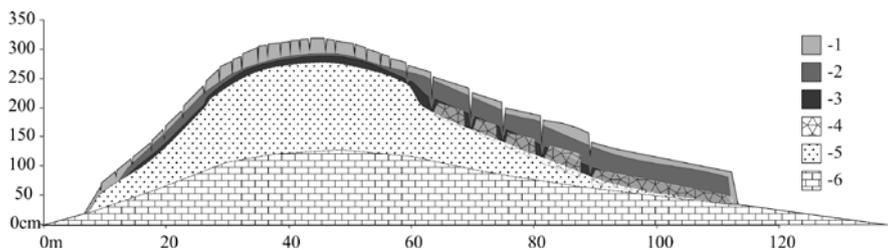


Рисунок 1. Стратиграфия торфяника с острова Данилов (Белое море): 1 – кустарничковый торф, 2 – кустарничковый торф с пушицей, 3 – пушицевый торф, 4 – мерзлота, 5 – рыхлые морские минеральные отложения, 6 – кристаллическое основание (граница проведена условно).

Современная растительность представлена сообществами, основными компонентами которых являются эрикоидные кустарнички – прежде всего *Empetrum hermaphroditum*, а также *Vaccinium uliginosum*, *V. vitis-idaea*, *Arctous alpina*, лишайники (*Cladonia arbuscula*, *C. rangiferina*, *Flavocetraria nivalis*, *Cetraria islandica*, *Bryocaulon divergens*) и *Rubus chamaemorus*. Из мохообразных обычны *Dicranum elongatum*, *Ptilidium ciliare* и *Pohlia nutans*, реже встречается *Polytrichum strictum*. На некоторых полигонах имеются пятна дефляции, зарастающие *Ochrolechia frigida* [2]. На склонах полигональных блоков и в трещинах между ними, как правило, преобладают кустарнички, реже трещины и вовсе лишены какой бы то ни было растительности. Влаголюбивые виды болотных мочажин здесь полностью отсутствуют. В редких случаях наблюдается современное облесение торфяников сосной и елью.

Наличие пересохших торфяников на вершинах островов представляется необычным явлением, время, история и условия их формирования вызывает определенный научный интерес.

Сравнение современного гипсометрического положения торфяников с историей колебаний относительного уровня Белого моря в голоцене [3–5] позволяет предположить начало их формирования не ранее 4000 л.н. Датировка базального слоя торфяника на Большой Средней Луде показала близкое время его формирования  $3664 \pm 50$  BP (SPb-1928).

Стратиграфия залежи торфяников отражает достаточно сходные пути их формирования (рис. 2). Во всех случаях выявляется два основных слоя торфа – придонный, степенью разложения 35–50%, состоящий преимущественно из остатков пушицы и перекрывающий его слой кустарничкового торфа степенью разложения 20–30%, в котором почти до самой поверхности в небольшом количестве сохраняются остатки пушицы. Иногда к основным торфообразователям верхнего слоя добавляется *Dicranum elongatum*. Таким образом, инициальной стадией развития торфяников явилось образование влажных пушицевых ковров, занимающих

значительные части поверхности островов и повторяющих форму рельефа.

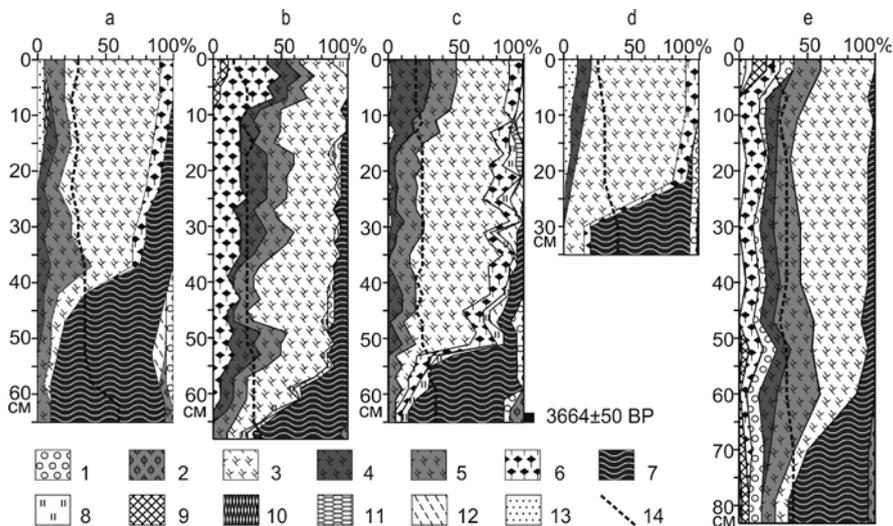


Рисунок 2 Колонки ботанического состава макроостатков торфа: а–е – острова: а – Данилов, б – Столбовая луда, с – Большая Средняя луда, d – безымянный у о-ва Горяинова, е – Сосновец; 1–13 – макроостатки: 1 – *Betula nana*, 2 – *Salix*, 3 – *Empetrum*, 4 – *Vaccinium*, 5 – *Ericales* (неопр.), 6 – *Rubus chamaemorus*, 7 – *Eriophorum*, 8 – травы, 9 – *Dicranum*, 10 – *Polytrichum*, 11 – *Pleurozium*, 12 – бриевые мхи, 13 – лишайники; 14 – степень разложения.

По условиям формирования – на вершинах и склонах, на бедных подстилающих породах, в условиях атмосферного питания, такие палеосообщества пушицы в наибольшей степени соответствовали современным болотам-плащам (blanket bogs), чья восточная граница в настоящий момент в Европе проходит значительно западнее Белого моря [6–8].

Необходимым условием развития подобных болот-плащей является прохладный гумидный климат. Сравнение климатических показателей регионов современного распространения болот-плащей [7, 8] и территории Белого моря показывает, что если их температурные индексы достаточно близки, то показатели, связанные с водным балансом отличаются существенно. Так, нижний предел уровня осадков для региона данных болот составляет около 1000 мм/год [7], тогда как для исследуемой территории он варьирует от 343 до 467 [9]. Однако, по мнению А.В. Gallego-Sala и соавторов [8] возможно существование болот-плащей и при

более низком значении осадков, поскольку определяющее значение имеет индекс увлажнения (отношения осадков к общему испарению), который для региона распространения болот-плащей превышает 2.1. Для исследуемой территории индекс увлажнения составляет менее 1.5. Расчеты с использованием формул, предложенных Ю.А. Сало и соавторами [10] и учитывающих зависимость испарения от осадков показывают, что для создания условий формирования болот-плащей при сохранении существующей температуры уровень осадков должен превышать современный более чем на 70%.

Существующие реконструкции климата [11] показывают, что в течение последних 4000 лет были периоды с превышением уровня осадков над современными на 50–75 мм (по крайней мере, во внутренней части Кольского полуострова). Приведенные нами данные позволяют допускать гораздо более значительные вариации климата над акваторией Белого моря в историческом прошлом. Современные наблюдения [12], также показывают, что даже в течение нескольких десятилетий уровень осадков на исследуемой территории может меняться более существенно. Кроме того, для данной территории характерны туманы, также способствующие длительному переувлажнению субстрата и, как следствие, развитию болотообразовательных процессов.

Второй стадией развития торфяников явилось их обсыхание. Пушицевые сообщества сменились ксероморфными кустарничково-моховыми и кустарничково-лишайниковыми. Поверхность торфяников разбили трещины усыхания. Наиболее вероятной причиной данных изменений представляется снижение уровня осадков и, в целом, гумидности климата.

Таким образом, существование реликтовых пересохших торфяников островов Белого моря отражает пульсацию границ распространения растительных сообществ, крайне отзывчивых на климатические изменения.

Работа проводится в рамках проекта РФФИ № 16-05-00644 и госзадания ИБ КарНЦ РАН № 0221-2014-0035

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрология заболоченных территорий зоны многолетней мерзлоты Западной Сибири. Под ред. С. М. Новикова. СПб.: ВВМ, 2009. 536 с.
2. Кутенков С.А., Кожин М.Н., Головина Е.О. и др.. Полигональные торфяники островов Белого моря // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее. Материалы Пятого международного полевого симпозиума (Ханты-Мансийск, 19–29 июня 2017 г.). Томск: Изд. Дом ТГУ, 2017. С. 29–30.
3. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
4. Елина Г.А. Болота // Скальные ландшафты Карельского побережья Белого моря: природные особенности, хозяйственное освоение, меры по

сохранению. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 29–41.

5. Олюнина О.С., Романенко Ф.А. К вопросу о распространении морских отложений на Карельском берегу Белого моря // Геология морей и океанов: материалы XVII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии (Москва, 12–16 ноября 2007 г.). М.: ГЕОС, 2007. С. 257–259.
6. Moore P.D., Merryfield D.L., Price M.D.R. The vegetation and development of blanket mires // *European Mires* / Ed P.D. Moore. London: Acad. Press, 1984. P. 203–235.
7. Parviainen M., Luoto M. Climate envelopes of mire complex types in Fennoscandia // *Geogr. Ann.* 2007. V. 89. № 2. P. 137–151.
8. Gallego-Sala A.V., Charman D.J., Harrison S.P. et al. Climate-driven expansion of blanket bogs in Britain during the Holocene // *Clim. Past.* 2016. V. 12. P. 129–136.
9. Справочник по климату СССР. Вып. 03. Карельская АССР, Ленинградская, Новгородская и Псковская области. Ч. 4. Влажность воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. Л.: Гидрометиздат, 1968. 325 с.
10. Сало Ю.А., Назарова Л.Е., Балаганский А.Ф. Расчет испаряемости и суммарного испарения с водосборов Северо-Запада России // *Труды КарНЦ РАН.* 2016. № 9. С. 95–101.
11. Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А., Усова Л.И. Палеорастительность и климатохронология голоцена Ловозерской равнины Кольского полуострова (по спорово-пыльцевым диаграммам бугристого болота) // *Ботанический журнал.* 1995. Т. 80. № 3. С. 1–16.
12. Назарова Л.Е. Изменчивость средних многолетних значений температуры воздуха в Карелии // *Изв. РГО.* 2014. Т. 146. Вып. 4. С. 39–45.

The drying out, polygonal patterned peatlands of summits and slopes of the White Sea islands are the evidence of blanket bog existence, during a more humid climate periods of 1000–4000 years ago. The amount of precipitation on the White Sea coast required for their existence at that time must have significantly exceeded the previously assumed value.

**Лебедева С.В.<sup>1</sup>, Одоев Л.С.<sup>2</sup>, Фингерт Е.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова (ГОИН), Москва, e-mail: [hydrosima@gmail.com](mailto:hydrosima@gmail.com); <sup>2</sup>Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва)

## **2D моделирование динамики потока в устьевых областях крупных рек бассейна Белого моря**

**Lebedeva S.V.<sup>1</sup>, Odoev L.S.<sup>2</sup>, Fingert E.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Zubov State Oceanographical Institute, Moscow; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow)

## **River deltas and estuaries of the White Sea: 2D modelling of flow dynamics**

Ключевые слова: устьевая область, Белое море, динамика потока, приливы, моделирование, Северная Двина, Онега, Мезень

На примере разных по морфологии и гидрологическим морским и речным условиям устьев рек (Северная Двина, Онега и Мезень) изучаются возможности использования двумерных численных гидродинамических моделей для воспроизведения сложной динамики потока. Модели калибруются и верифицируются на основе полевых наблюдений в рамках летних и зимних экспедиций 2016 и 2017 гг.

Динамика потока в устьевых областях формируется при сложном взаимодействии реки и моря. Этим обусловлена значительная изменчивость всех гидрологических характеристик в устьевой области во времени и в пространстве. Со стороны моря на динамику потока в устье влияют приливы и отливы, ветровые нагоны и сгоны, морские внутренние волны, со стороны реки – это речной сток и ледовые явления.

Динамика потока – основа всего комплекса устьевых гидрологических процессов. Для получения достоверного представления об изменчивости параметров динамики потока в устьевой области необходима реализация особых программ наблюдений для устьев рек. Такие программы были разработаны и использовались устьевыми станциями (РД 52.10.324-92). Однако, многие описанные в руководстве рекомендации не могли быть выполнены и до сих пор не реализуются в виду значительного сокращения постов наблюдений и отсутствия достаточных ресурсов для их реализации. Особенно в условия приливного устья крупной реки, принимая во внимание сложность проведения измерений гидродинамических характеристик во всех рукавах дельты одновременно в течение всего приливного цикла, наиболее эффективный способ изучения динамики водных потоков – это *сочетание методов* экспедиционных исследований, анализа данных дистанционного зондирования и математического моделирования.

Для настройки модели необходим комплексный, но гораздо более

разреженный во времени и пространстве мониторинг, чем тот, что рекомендован в РД 52.10.324-92. Программа такого специального мониторинга должна формироваться на основе результатов и запросов моделирования. По мере получения необходимых натурных данных модель детализируется и уточняется, а главное – калибруется и верифицируется на независимом материале [1]. После проработки и анализа качества каждой следующей версии модели появляется возможность проведения сценарных расчетов нового качества и формулируется запрос на новые натурные данные, а по мере возможностей их осуществления модель обогащается новыми возможностями и новым качеством (рис.).



Рисунок. Концепция методики

Основным инструментом послужил программный комплекс для двумерного гидродинамического моделирования STREAM\_2D [2]. Этот программный комплекс основан на численном решении системы уравнений мелкой воды на треугольно-четырёхугольной сетке, хорошо адаптирующейся к сложной русловой сети и "неправильным" геометрическим очертаниям периодически затопляемых массивов приливной осушки и поймы. Главным калибровочным параметром модели является коэффициент шероховатости.

Объектами моделирования стали устья крупных рек Белого моря, подверженные приливным и сгонно-нагонным явлениям: Онега, Северная Двина и Мезень. Они различаются типом устьевой области, величиной прилива в устьевом створе и степенью изученности, т.е. имеющихся фондовых материалов. На каждый из этих объектов коллективом авторов были организованы экспедиции по сбору данных для моделирования.

Наиболее изучена *устьевая область Северной Двины*. Здесь существует сеть гидрологических постов, работу которых обеспечивает Северодвинская устьевая станция. Модель устьевое участка Северной Двины наиболее

проработанная на данный момент благодаря обширным фондовым материалам [3]. Устьевая область Северной Двины – самая сложная по морфологии из-за большой многорукавной дельты. Устьевой участок реки имеет длину 135 км. Средний расход воды для летней межени составляет  $1620 \text{ м}^3/\text{с}$ , средний максимальный расход в половодье –  $21200 \text{ м}^3/\text{с}$ . Величина прилива на устьевом створе (морском крае дельты) от 0,6 до 1,5 м. Таким образом, устье реки Северной Двины – микроприливное, однако из-за переуглубления русла на длительном протяжении (до 135 км) влияние приливов на динамику потока очень велико.

Область моделирования охватила весь устьевой участок реки. Нерегулярная гибридная расчетная сетка включает в себя более 190 тысяч ячеек (треугольников и четырехугольников), горизонтальные размеры которых варьируют от 10 м в руслах водотоков до 200 м на пойме и взморье. Рельеф был задан по данным лоций, топографических и морских навигационных карт, а также фрагментарных данных батиметрических съемок. Граничные условия задаются по данным речных и морских гидрологических пунктов наблюдений. Для калибровки и верификации также используются данные с других гидрологических постов, а также полевые наблюдения за скоростями течения и расходами воды в 2013, 2016 и 2017 гг.

Модель откалибрована и верифицирована отдельно для разных гидрологических ситуаций: меженных условий, когда на динамику потока в дельте решающее влияние оказывают приливы; повышенного речного стока половодья, когда приливы почти не оказывают воздействия. В рамках сценарных расчетов и дополнительной проверки был также воспроизведен двухдневный период экстремального ветрового нагона в ноябре 2011 г. [3].

Оказалось, что созданная модель устьевого участка реки Северной Двины удовлетворительно рассчитывает динамику уровня водной поверхности в пределах дельты и придельтового участка реки в отсутствие ледяного покрова и других ледовых явлений. Средняя квадратическая ошибка расчета уровня воды составляет от 5 до 20 см. Расходы воды в рукавах в бесприливных условиях повышенного речного стока моделируются с точностью до 5% (от общего расхода в вершине устьевой области) [3]. Однако, выявлена высокая чувствительность воспроизведения моделью распределения расходов воды и скоростей течения в рукавах в меженных приливных условиях к способу задания уровня воды на нижней границе. Из-за неопределенности задания уровня воды вдоль протяженного морского края дельты (50 км) не удастся достоверно воспроизводить на модели распределение расходов по рукавам в условиях значительного влияния приливов в межень.

*Устьевая область р. Мезень* относится к эстуарному типу. Средний меженный расход реки около  $200 \text{ м}^3/\text{с}$ , максимальный расход в половодье может достигать  $9000 \text{ м}^3/\text{с}$ . Устье реки Мезень – макроприливное. Величина

прилива в устьевом створе в сизигию достигает 9 м.

Для модели устья Мезени построена нерегулярная ортогональная сетка из четырехугольников от устьевого створа до 90 км, где находится водомерный пост с. Дорогорское. Размеры ячеек сетки составили от 150 до 800 м по длине и от 250 до 650 м по ширине русла.

В качестве граничных условий задавались расходы воды реки Мезень по замыкающему посту и приливные колебания уровня воды в устьевом створе в виде гармонических составляющих, заданных на основе наблюдаемых данных в рамках экспедиции в августе 2015 г., а также по расчетным данным [4].

По результатам тестовых расчетов оказалось, что модель может адекватно воспроизводить приливо-отливные явления в общих чертах, но недостаточно точно описывает трансформацию приливной волны вверх по эстуарию и дальность распространения приливных колебаний уровня воды. В рамках первичной калибровки достичь адекватного воспроизведения распространения приливной волны не удалось. Установлено, что увеличение детальности (размеров ячеек) сетки в 3 и более раз практически не влияет на моделируемые уровни воды и скорости течения. Результаты моделирования будут учтены при дальнейшем планировании полевых работ в устье Мезени.

*Река Онега* имеет простое приливное устье с однорукавным устьевым участком длиной около 26 км. Меженные расходы реки Онеги около 200 м<sup>3</sup>/с, Средний максимальный расход в половодье 4950 м<sup>3</sup>/с. Это мезоприливное устье с величиной приливов в устьевом створе в среднем около 2.4 м.

Данные о рельефе дна сняты с морской навигационной карты для нижней части устьевого участка (до порта) и по данным измерений глубин в отдельных точках в рамках зимней экспедиции кафедры гидрологии суши МГУ в феврале 2017 г. Расчетная сетка, так же как для устьевого участка Мезени – нерегулярная структурированная из четырехугольников размером около 50x100 м. Данные о расходах воды для задания верхнего граничного условия доступны с поста Порог, расположенного выше устьевого участка реки. Уровни на нижней границе задавались по данным записи логгеров (регистраторов уровня), полученных во время экспедиции.

Результаты пробных расчетов показали, что модель адекватно воспроизводит смену направлений течения и порядки величин скоростей течения и величин прилива на разном удалении от устьевого створа. Однако в верхней части расчетного участка сказывается нехватка данных о рельефе дна, и дальность распространения приливной волны в верхней части участка моделируется неправильно. Известно, что именно резкий подъем отметок дна с началом порогов в верхней части устьевого участка влияет на резкое затухание распространения приливов.

Двумерные модели в сочетании с натурными данными оказались

эффективным методом исследования динамики потока в таких сложных объектах как устья рек. По мере заполнения пробелов в натуральных данных неопределенности при моделировании уменьшаются, улучшается качество и возможности настройки модели. Откалиброванная и верифицированная модель позволяет получать планы течений, уровней воды, зон затопления в тех ситуациях, когда получение натуральных данных затруднено или невозможно, например, катастрофические ветровые нагоны и наводнения.

Авторы признательны всем, кто помогал и принимал участие в полевых работах. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01018, «Исследование динамики приливных волн и стонно-нагонных явлений в устьях рек бассейна Белого моря»).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лебедева С.В., Алабян А.М. Методика исследования динамики потока в устьевых областях крупных рек и ее реализация для устья Северной Двины // Сборник тезисов международной научно-практической конференции «Вторые Виноградовские Чтения. Искусство гидрологии» памяти Ю.Б. Виноградова. СПб., 2015. С. 337–341.
2. Беликов В.В., Кочетков В.В. Программный комплекс STREAM\_2D для расчета течений, деформаций дна и переноса загрязнений в открытых потоках. Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ №2014612181. М.: Российское агентство по интеллектуальной собственности, 2014.
3. Лебедева С.В. Динамика потока в многорукавном приливном устье крупной реки (на примере р. Северная Двина). Дисс... канд. геогр. наук, МГУ, 2016. 211 с.
4. Льюменс М., Фингерт Е. А. Гидродинамическое моделирование макроприливно-эстуария реки Мезень // Труды V Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU-2016)" 18–21 октября 2016 г. ООО Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова" М., 2016. С. 530–533.

This paper discusses flow dynamics of tidal river mouths. We developed 2D hydrodynamic models of Severnaya Dvina river mouth, Onega estuary and Mezen estuary. The calibration and verification of the models were based on field data collected in summer and winter of 2016 and 2017. We find 2D hydrodynamic models to be useful to research flow dynamics of large tidal river mouths of the White Sea.

**Леонов А.В., Колтовская Е.В., Чичерина О.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: [leonov@ocean.ru](mailto:leonov@ocean.ru))

**Показатели биогеохимического портрета Белого моря**

**Leonov A.V., Koltovskaya E.V., Chicherina O.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Indexes of the biogeochemical portrait of the White Sea**

Ключевые слова: экосистема Белого моря, биогенные вещества, гетеротрофный бактериопланктон, диатомовый фитопланктон, растительноядный и хищный зоопланктон, детрит, трофическая цепь, CNPSi-модель биотрансформации БВ, биогеохимический портрет Белого моря, сравнение наблюдаемых и расчетных показателей диатомовых (обилие, продукция, биомасса, хлорофилл «а»)

Представлены и обсуждаются вычисленные по среднегодовым ежемесячным показателям (температура, освещенность, прозрачность воды, биогенная нагрузка) изменения в течение года в девяти районах моря концентраций органических и минеральных соединений N, P, биомасс и активности гетеротрофных бактерий, диатомового фитопланктона, растительноядного и хищного зоопланктона.

На основе расчетной динамики форм N и P выявлены характерные сезонные изменения концентраций биогенных веществ (БВ) при среднегодовом уровне условий морской среды в девяти районах Белого моря: накопление зимой их органических и минеральных форм, снижение весной концентраций БВ при активизации развития организмов, сохранение летом малых концентраций минеральных форм при одновременном возрастании органических форм с активизацией продукционных процессов и осенью их восстановление до конца года. В разных районах особенности динамики БВ зависят от их поступлений из внешних источников, развития круговорота и биотрансформации БВ при их потреблении/выделении и образовании детрита бактериями-гетеротрофами, фито- и зоопланктоном. Каждый район имеет характерные времена достижения и предельные концентрации органических и минеральных форм N и P, а также их накопления в детрите. Тенденции внутригодовых изменения концентраций органических и минеральных форм N принципиально не отличаются от таковых по P.

Концентрации органических форм в целом выше в водах заливов, чем в открытых водах моря. Наибольшее содержание DON и DOP – в Двинском зал., а в открытых водах моря – в Бассейне. Летом их концентрации высокие в водах Соловецких о-вов. В заливах и открытых районах моря летом содержание  $N_{\min}$  и DIP наименьшее ( $<0.24$  мкг N/л и 1–3 мкг P/л).

Наиболее сложная внутригодовая динамика в разных районах моря по компонентам детрита (ND и PD): внутри года в разные сроки отмечено два-три промежуточных их максимумов. Весенние и осенние максимумы ND и PD выше в Двинском зал. Максимумы ND сопоставимы в губе Чупа и зал. Кандалакшский, также сопоставимы весенние и осенние максимумы PD. В

заливах Онежский и Мезенский весенние максимумы ND выше осенних, а максимумы PD – в эти сезоны мало отличаются. В водах Соловецких о-вов формируются, как и в заливах, максимумы PD весной и осенью, в Бассейне летом отмечен один небольшой максимум ND, а минимумы – в конце мая и августа. В Горле и Воронке с весны до конца года концентрации ND повышены. В открытых водах есть в разные сроки весенний максимум PD, в заливах Кандалакшский и Двинский он выше в 1.6–2 раза, чем в других районах. Летний минимум PD формируется на ~200-е сут. Промежуточные максимумы PD летом есть в Двинском зал. и в водах Соловецких о-вов. В Бассейне и Горле максимумы PD отмечены весной и осенью. В Воронке во вторую половину года происходят колебания концентраций PD с максимумами в конце лета, середине и конце осени. Более высокие максимумы PD весной отмечены в заливах, в открытых водах моря они формируются на месяц позднее. Осенние максимумы PD по районам формируются почти одновременно, но их значения отличаются.

Изменения концентраций агрегированных форм N ( $N_{par}$ ,  $N_{liv}$ ,  $N_{dis}$ ,  $N_{tot}$ ) и P ( $P_{par}$ ,  $P_{liv}$ ,  $P_{dis}$ ,  $P_{tot}$ ) характеризуют сбалансированность развития трансформации БВ (результат круговорота отдельных БВ в морской среде, их поступлений из внешних источников, переноса БВ водными массами через границы районов Белого моря и водообмена с Баренцевым морем). Нижний предел значений  $N_{par}$  и  $P_{par}$  наименьший в заливах Онежский и Мезенский, повышено его значение у  $N_{par}$  в Воронке, а у  $P_{par}$  – в Бассейне. Верхний предел  $N_{par}$  и  $P_{par}$  наивысший в Двинском зал, повышены значения у  $N_{par}$  и у  $P_{par}$  в заливах Кандалакшский и Онежский, у  $N_{par}$  – в водах Соловецких о-вов, у  $P_{par}$  – в Бассейне. Амплитуда внутригодовых колебаний  $N_{par}$  и  $P_{par}$  наименьшая в Бассейне и наибольшая в Двинском зал. Амплитуды  $N_{par}$  выше в зал. Онежский и губе Чупа, а  $P_{par}$  – в водах Соловецких о-вов, в заливах Кандалакшский и Онежский. Нижний предел  $N_{dis}$  наименьший в Онежском зал., Бассейне и Соловецких о-вах, а у  $P_{dis}$  – в губе Чупа, Бассейне и Горле. Повышены значения нижнего предела  $N_{dis}$  в водах Соловецких о-вов и Двинского зал., а у  $P_{dis}$  – в Онежском зал., в Соловецких о-вах и Бассейне. Верхний предел  $N_{dis}$  и  $P_{dis}$  высокий в Двинском зал., повышены их значения в водах Соловецких о-вов, а у  $P_{dis}$  – еще и в Кандалакшском зал. В целом картина изменений в течение года  $N_{dis}$  и  $P_{dis}$  подобна, но отличия есть в амплитудах концентраций летом – по всем районам она выше у  $N_{dis}$ ; Мезенский зал., губа Чупа, Горло и Воронка летом характеризуются малой амплитудой  $P_{dis}$ . Нижний предел  $N_{tot}$  наименьший в Бассейне, а у  $P_{tot}$  – в Горле, повышен он в губе Чупа, а у  $P_{tot}$  – в Двинском зал. Наибольший верхний предел  $N_{tot}$  в Двинском зал. и в губе Чупа, а у  $P_{tot}$  – в заливах Двинский, Кандалакшский, Онежский и в водах Соловецких о-вов. Пониженные значения верхнего предела  $N_{tot}$  в водах Онежского зал. и Соловецких о-вов, а у  $P_{tot}$  – в Воронке и Горле. Малая амплитуда колебаний  $N_{tot}$  в водах Соловецких о-вов, а у  $P_{tot}$  – в Воронке. Высокие амплитуды  $N_{tot}$

и  $P_{\text{tot}}$  отмечены в Двинском зал. Характерная особенность динамики концентраций  $N_{\text{tot}}$  и  $P_{\text{tot}}$  – отсутствие их колебаний в I-й половине года, и формирование максимумов во II-ю половину. Более выражены в открытых водах условия образования максимальных  $N_{\text{tot}}$  во II-ю половину года, чем у  $P_{\text{tot}}$  (исключение – район Соловецких о-вов, в других районах нет явного максимума  $P_{\text{tot}}$ ).

Важнейшие показатели портрета Белого моря – данные по годовой динамике биомасс гетеротрофных бактерий ( $B1N$ ), диатомового фитопланктона ( $F1N$ ), растительноядного и хищного зоопланктона ( $Z1N$  и  $Z2N$ ), удельным скоростям их роста ( $k_{oi}$ ) и биопroduкции ( $BP_i$ ). Для Белого моря характерно в течение года формирование нескольких максимумов их биомасс. При этом по районам отмечено смещение сроков их формирования у конкретных групп из-за региональных/сезонных различий в условиях среды. Весной, например, такие отличия – следствие временных колебаний в прогреве водной толщи, а осенью – интенсивности круговорота БВ, вызванных особенностями биогеохимии среды, развития организмов и условий поступления БВ при водообмене через границы районов. Анализ внутригодовой динамики и изменений показателей состояния биомасс связан с биогеохимией морской среды и служит неотъемлемой особенностью экологического портрета экосистемы моря. Развитие биомасс  $B1N$  идет с формированием в течение года одного–двух максимумов, их значения и сроки отличаются по районам моря. Весенний максимум  $B1N$  образуется на 147–166-е сут, его значения по районам – в пределах 0.0046–0.0119 мг N/л (наименьшее – в Горле, наибольшее – в Двинском зал.). Максимумы формируются при наибольших  $k_{OB1}$ , их пределы – от 0.204–0.262 (Бассейн, Горло) до 0.457–0.532 сут<sup>-1</sup> (остальные районы). Весенние значения  $BP_{B1}$  (г N/(м<sup>3</sup> мес.)) отмечены в мае–июне: 0.1044–0.1605 (Двинский зал., губа Чупа), 0.0931–0.0818 (зал. Мезенский, Воронка) и 0.0492–0.0529 (Бассейн); и в июне: 0.0430 – 0.0577 (заливы Кандалакшский, Онежский, Соловецкие о-ва и Горло). Второй максимум  $B1N$  (0.0012–0.0082 мг N/л) отмечен на 231–279-е сут в районах 1, 3, 4, 6–8 при наибольших значениях  $k_{OB1}$  0.017–0.056 сут<sup>-1</sup> (на 185–250-е сут). Им соответствуют повышенные  $BP_{B1}$  (г N/(м<sup>3</sup> мес.)): в июле–августе – в Горле (0.0593–0.0534), Воронке (0.0891–0.1011), губе Чупа (0.1379–0.1094); и в августе – в Двинском зал. (0.0671), губе Чупа и Воронке (0.0514–0.0519), Мезенском зал. (0.0387), Бассейне (0.0217) и зал. Кандалакшский (0.0136). По районам моря годовые  $BP_{B1}$  (г N/(м<sup>3</sup> год)) снижаются: губа Чупа (0.5488), Двинский зал. (0.4707), Воронка (0.4347), Мезенский зал. (0.2897), Горло (0.2083), Бассейн (0.1935), Кандалакшский зал. (0.1272), Соловецкие о-ва (0.1269), Онежский зал. (0.1001).

В развитии  $F1N$  максимумы формируются весной, в начале лета и осенью. В основном весенний максимум – на 108–111-е сут (0.0109–0.0168 мг N/л), в Горле – на 120-е сут (0.0115) и в Бассейне – на 142-е сут (0.0102

мг N/л). Весенним биомассам  $F1N$  соответствуют наибольшие  $k_{0F1}$  ( $\text{сут}^{-1}$ ):  $\sim 0.2$  (Горло),  $0.429\text{--}0.454$  (Бассейн, Воронка),  $0.775\text{--}0.851$  (Кандалакшский зал., губа Чупа),  $0.970\text{--}1.179$  (Соловецкие о-ва, Двинский зал.),  $1.489\text{--}2.247$  (Онежский зал., Мезенский зал.). Расчеты и наблюдения отражают в I-й половине апреля активизацию вегетации диатомовых, а в мае – их наибольшую численность. В апреле–мае повышены БП $_{F1}$  ( $\text{г N}/(\text{м}^3 \text{ мес.})$ ): в заливах Кандалакшский ( $0.0639\text{--}0.0587$ ), Онежский ( $0.0664\text{--}0.0556$ ), Двинский ( $0.0702\text{--}0.1372$ ), Мезенский ( $0.1654\text{--}0.1115$ ), в губе Чупа ( $0.1596\text{--}0.1292$ ), водах Соловецких о-вов ( $0.0674\text{--}0.0457$ ), Бассейна ( $0.0313\text{--}0.0928$ ), Горла ( $0.0446\text{--}0.0667$ ), Воронки ( $0.0990\text{--}0.0866$ ). Летом в биомассах  $F1N$  максимумов нет, они меняются в пределах  $0.7\text{--}8.0$  мкг N/л при колебаниях  $k_{0F1}$   $0.005\text{--}0.488 \text{ сут}^{-1}$ . Расчетная средняя скорость роста биомассы  $F1N$  в губе Чупа для лета  $0.056 \text{ сут}^{-1}$  совпадает с приведенной в литературе для лета удельной скоростью фотосинтетической активности  $F1$  ( $0.05 \text{ сут}^{-1}$ ). Осенний максимум биомассы  $F1N$  (мкг N/л) отмечен на 341-е сут – в заливах Кандалакшский (4.3), Онежский (1.1), Двинский (5.6), Мезенский (5.5), в водах Соловецких о-вов (1.9) (при  $k_{0F1}$   $0.111\text{--}0.358 \text{ сут}^{-1}$ ), и также на 346–348-е сут – в Горле (5.4), Воронке (7.9), в губе Чупа (4.1) и Бассейне (5.5) (при  $k_{0F1}$   $0.132\text{--}0.279 \text{ сут}^{-1}$ ). Осенью повышены значения БП $_{F1}$  ( $\text{г N}/(\text{м}^3 \text{ мес.})$ ): в заливах Кандалакшский (0.0280), Онежский (0.0100), Двинский (0.0479), Мезенский (0.0442), губе Чупа (0.0849), Соловецкие о-ва (0.0103), Бассейн (0.0476), Горло (0.0337) и Воронка (0.0744). Районы образуют ряд по снижению годовой БП $_{F1N}$  ( $\text{г N}/(\text{м}^3 \text{ год})$ ): губа Чупа (1.1140), Двинский зал. (0.9777), Воронка (0.7490), Мезенский зал. (0.7119), Бассейн (0.5399), Кандалакшский зал. (0.4821), Горло (0.4608), Соловецкие о-ва (0.3395), Онежский зал. (0.2822).

В Белом море отмечено по два максимума биомасс  $Z1N$ : первый летом (начало–середина июня), второй – в начале октября. Летний максимум  $Z1N$  – на 156–173-и сут ( $0.0142\text{--}0.0429$  мг N/л) (диапазон для Бассейна – Двинского зал.). Близкие наибольшие  $k_{0Z1} = 1.129\text{--}1.430 \text{ сут}^{-1}$  в районах 1–5 и 7–9 (ниже для Бассейна –  $k_{0Z1} = 0.339 \text{ сут}^{-1}$ ). Повышены значения БП $_{Z1}$  ( $\text{г N}/(\text{м}^3 \text{ мес.})$ ) в июне–июле – в заливах Кандалакшский (0.2712), Онежский (0.3030–0.1168), Двинский (0.5050–0.1380), Мезенский (0.2365), губе Чупа (0.3247–0.1351), в водах Соловецких о-вов (0.2568–0.1371), Бассейна (0.1547–0.1421), Горла (0.3128–0.1689), Воронки (0.2521). Второй максимум  $Z1N$  – на 243-и сут в Бассейне (0.0131 мг N/л), в других районах – на 281-е сут ( $0.0123\text{--}0.0287$  мг N/л). Формирование в Бассейне II-го максимума  $Z1N$  связано не с ростом биомассы (здесь в 238–365-е сут  $k_{0Z1} = 0$ ), а с ее выносом из соседних районов; в других районах II-й максимум биомассы  $Z1N$  характеризуют  $k_{0Z1} = 0.383\text{--}0.462 \text{ сут}^{-1}$ . Осенним биомассам  $Z1N$  отвечают повышенные значения БП $_{Z1}$  ( $\text{г N}/(\text{м}^3 \text{ мес.})$ ): в сентябре – для Бассейна (0.1802) и в сентябре–октябре – для заливов Кандалакшский (0.1818–0.2772), Онежский (0.1558–0.2299), Двинский (0.2948–0.4577), Мезенский

(0.1408–0.1808), губы Чупа (0.1643–0.2687), вод Соловецких о-вов (0.1966–0.2861), Горла (0.1318–0.2102), Воронки (0.1014–0.1677). Годовые БП<sub>Z1</sub> (г N/(м<sup>3</sup> год)): Двинский зал. (1.7579), губа Чупа (1.1221), Соловецкие о-ва (1.0519), Горло (1.0178), заливы Онежский (0.9467), Кандалакшский (0.8955), Мезенский (0.8198), Воронка (0.7821) и Бассейн (0.7610). По два выраженных максимума биомасс Z<sub>2N</sub> образуются в заливах моря, а в открытых водах – по одному периоду повышенных их биомасс. В заливах I-й максимум Z<sub>2N</sub> – на 173–197-е сут (0.0105–0.0149 мг N/л), II-й максимум – в заливах Мезенский и Кандалакшский (0.0136 и 0.0161 мг N/л) на 245–257-е сут., а в заливах Онежский, Двинский и губа Чупа – образуются продолжительные максимумы повышенных биомасс (>0.0120 мг N/л) – на 240–267-е, 238–281-е и 233–264-е сут. В открытых водах продолжительные периоды повышенных биомасс Z<sub>2N</sub> отмечены на 192–276-е, 185–262-е, 200–281-е и 195–293-и сут – соответственно в водах Соловецких о-вов (>0.0113 мг N/л), Бассейна (>0.0104), Горла (>0.0081) и Воронки (>0.0065 мг N/л). В море в течение года времена оборота биомасс Z<sub>2N</sub> меняются в равных пределах (~32 сут в I-ю половину года, 0.4–10 сут. в период развития биомасс и в летний сезон, и 10–30 сут при переходе от осени к зиме). Повышены значения БП<sub>Z2</sub> (г N/(м<sup>3</sup> мес.)) в Мезенском зал (0.0736–0.0988) в июне–сентябре, в Бассейне (0.1369–0.1654) в июле–сентябре, в Онежском зал. (0.1360–0.1418) в августе–сентябре, в Кандалакшском зал. (0.1597) в сентябре, в Двинском зал. (0.1127–0.2638) в июне–октябре, в водах Соловецких о-вов (0.0713–0.1654), в Горле (0.0548–0.0932), Воронке (0.0508–0.0720), губе Чупа (0.0714–0.1238) в июле–октябре. Годовые БП<sub>Z2N</sub> (г N/(м<sup>3</sup> год)) по районам: Двинский зал. (0.9600), Соловецкие о-ва (0.5180), Бассейн (0.5057), Онежский зал. (0.4303), губа Чупа (0.4209), Мезенский зал. (0.4200), Кандалакшский зал. (0.3823), Горло (0.2992), Воронка (0.2765).

Расчетные по среднемноголетним данным показатели состояния морской среды (температура воды, соотношение минеральных фракций N<P) и доминирующего в море диатомового фитопланктона *F1* (обилие, продукция, биомасса, содержание хлорофилла «а») были сопоставлены с данными наблюдений 1972–1991 и 2007–2012 гг. в разных районах моря. Несмотря на отличия в способах оценки значений показателей, расчетные их значения оказались сопоставимыми с измерениями и близки приведенным в литературе оценкам. Например, годовая продукция диатомовых *F1* в Белом море оценена в 1.5–3 млн. т С (при периоде вегетации 180 сут), а по расчетам на CNPSi-модели – она составляет 2 и 3.5 млн. т С при продолжительности вегетации в 150 и 180 сут. соответственно.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ 17-05-00356.

The changes in the concentration of organic and mineral substances of N, P elements, biomass and activity of heterotrophic bacteria, diatom phytoplankton, herbivorous and predatory zooplankton are presented and discussed. These data were calculated by CNPSi-model on the base of long-term monthly values of water environment temperature, light intensity, biogenic load for 9 different water areas of the White Sea.

**Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М.**

(Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаверова РАН, г. Архангельск, e-mail: glosyuk@yandex.ru)

## **Химические параметры процесса сульфатредукции в озере Трехцветном (Кандалакшский залив Белого моря)**

**Losyuk G.N., Kokryatskaya N.M.**

(Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Arkhangelsk)

## **The chemical parameters of the process of sulfate reduction in the Lake Trekhztvetnoe**

Ключевые слова: сероводород, процесс сульфатредукции, стратифицированное озеро, донные отложения.

В отделившемся от Белого моря стратифицированном озере Трехцветном определены химические параметры процесса сульфатредукции в воде и донных отложениях. В аноксигенном придонном слое интенсивно протекает процесс сульфатредукции с образованием значительных количеств сероводорода. В донных осадках идет накопление восстановленных форм серы.

Озеро Трехцветное (Пеккелинская губа Кандалакшского залива Белого моря) по результатам многолетних наблюдений считается водоемом полностью утратившим связь с морем в результате поднятия Кольского берега Белого моря после отступления последнего ледника (средняя скорость подъёма 3–4 мм/год) [5]. В озере сохраняется стабильная стратифицированная структура. Озеро Трехцветное получило свое название за разные цвета трех его слоев: верхний слой воды – бурого цвета, средний – ярко-зеленого цвета, а нижний – мутно-желтого. Разный окрас слоям придают обитающие в них микроорганизмы.

Для изучения процесса сульфатредукции в озере Трехцветное были отобраны пробы воды и донных отложений. Вода с разных горизонтов отбиралась погружным насосом Mini Purger WP 4012. Сероводород определялся фотометрическим методом по РД 52.24.450-2010 на фотометре Эксперт 003 и йодометрическим методом по РД 52.10.742-2010. Пробы воды с высоким содержанием сероводорода были отобраны с разбавлением дистиллированной водой при отборе и анализировались обоими методами [4]. Донные отложения отбирались ударной прямооточной трубкой и анализировались по методике [3].

В результате исследований, проводимых в рамках комплексных экспедиций по изучению озер, находящихся на разной стадии отделения от Белого моря, на базе Беломорской биологической станции МГУ им. М.В. Ломоносова, начиная с 2012 г., получены сведения о стабильной гидрохимической структуре озера Трехцветное в течение года и на протяжении всего периода наблюдений. Таким образом, озеро можно

отнести к меромиктическим водоемам. В озере выделяется верхний опресненный слой до глубины порядка двух метров – миксолимнион, далее идет эпилимнион с хемо и галоклином и монимолимнион с аноксигенными условиями и высоким содержанием сероводорода. Концентрации сероводорода достигают максимальных значений в придонном горизонте (рис. 1) (~ 690 мг/л), эти концентрации значительно превышают содержание сероводорода в других водоемах с анаэробными условиями (например, Черное море, озеро Могильное). Такое большое количество сероводорода сохраняется во все сезоны на протяжении всего времени исследования. Для анализа таких высоких концентраций нами проводилось определение сразу двумя методами. Параллельно были отобраны пробы воды с разбавлением дистиллированной водой при отборе на анализ фотометрическим и йодометрическим методом. Были получены близкие результаты. Таким образом, определение таких больших количеств сероводорода не является ошибкой, что было подтверждено двумя методами анализа.

В результате микробиологических исследований [6] в озере Трехцветном на границе аэробной и анаэробной зон в зеленом слое были обнаружены в большом количестве аноксигенные фототрофные бактерии – зеленоокрашенные серобактерии, которые и придают зеленый окрас воде. Таким образом, в аноксигенном слое в озере Трехцветном интенсивно протекает процесс сульфатредукции и идет накопление значительных количеств сероводорода.

Также для данного озера хорошо прослеживается уменьшение хлорного коэффициента с глубиной. Такие же данные по соотношению  $SO_4/Cl$  были получены и в результате изучения изотопно-геохимического состава воды в озере Трехцветном сотрудниками МГУ [1].

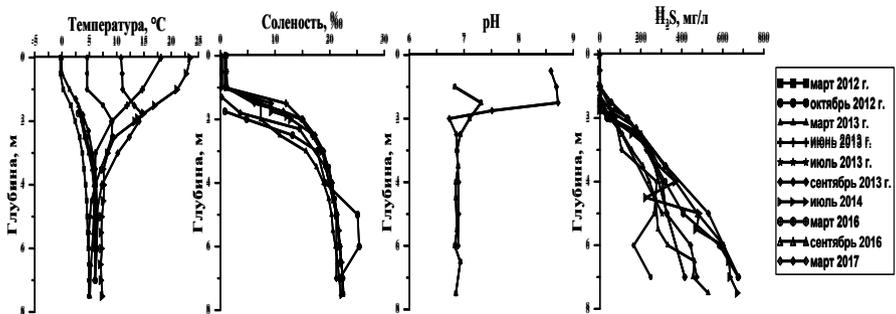


Рисунок 1. Гидрохимические показатели в озере Трехцветное.

Процесс сульфатредукции также протекает и в донных осадках озера. В донных отложениях, отобранных для анализа, было определено содержание восстановленных форм серы (рис. 2), представляющих собой продукты трансформации бактериального сероводорода [2]. В результате

исследования получено, что количество моносльфидной серы ( $S^{2-}$ ) уменьшается от поверхности по мере погружения в толщу. Максимальные значения концентраций пиритной серы ( $S_{\text{пир}}$ ) определены на глубине 15 см. Содержание органической серы максимально в поверхностном слое осадков и уменьшается с глубиной.

Общее содержание восстановленной серы ( $\Sigma S_{H_2S}$ ) в осадках озера Трехцветного изменялось от 0.34 до 1.92%, составляя в среднем 0.83 %. Наиболее высокие значения  $\Sigma S_{H_2S}$  отмечены на горизонте 15 см и обусловлены максимальным накоплением пиритной серы.

Наибольший вклад в формирование  $\Sigma S_{H_2S}$  вносят пиритная и органическая формы. Доля пиритной серы возрастает с глубиной, доля органической серы уменьшается.

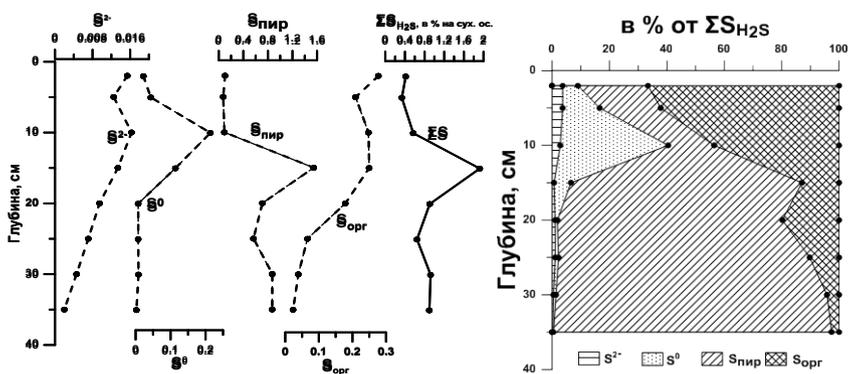


Рисунок 2. Распределение восстановленных форм серы в донных осадках озера Трехцветное

Таким образом, в озере Трехцветном сложилась устойчивая меромиктическая структура, которая создает благоприятные условия для процесса восстановления сульфатов. В результате в придонном горизонте воды идет образование и накопление значительных количеств сероводорода, концентрации которого превышают содержание сероводорода в других водоемах с анаэробными условиями (например, в Черном море и озере Могильное). Также процесс сульфатредукции интенсивно протекает и в донных осадках озера, где идет накопление восстановленных форм серы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильчук Ю.К., Фролова Н.Л., Краснова Е.Д. и др. Изотопно-геохимический состав воды в меромиктическом озере Трехцветном на Беломорском побережье // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 5. С. 555–566.
2. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.

3. Волков И.И., Жабина Н.Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках // Химический анализ морских осадков / Э.А. Остроумова (ред.). М.: Наука, 1980. С. 5–27.
4. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Кременецкий В.В. и др. Определение восстановленных форм серы в анаэробной зоне Черного моря: сравнение методов спектрофотометрии и иодометрии // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 200–209.
5. Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н. Кисло-сладкие озера, полные чудес // Природа. 2013. № 2. С. 39–48.
6. Харчева А.В., Краснова Е.Д., Воронов Д.А. и др. Спектрально-оптические и физико-химические свойства воды в меромиктических водоемах Кандалакшского залива Белого моря // Геология морей и океанов: Материалы XX Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2013. С. 261–265.

The chemical parameters of the process of sulfate reduction in water and bottom sediments were determined in the stratified Lake Trekhtzvetnoe which separated from the White Sea. Sulfate reduction with the formation of significant amounts of hydrogen sulphide was intensive in the anoxygen bottom layer. The accumulation of reduced forms of sulfur occurs in the bottom sediments.

**Лукша В.Л., Сорокин В.М., Корнилова М.О.**

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, e-mail: lukshav@inbox.ru)

**Глинистый комплекс голоценовых осадков губы  
Ругозерская (Белое море, Кандалакшский залив)**

**Luksha V.L., Sorokin V.M., Kornilowa M.O.**

(Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology)

**Clay complex in holocen sediments of Rugozerskaya Inlet  
(White Sea, Kandalaksha Bay)**

Ключевые слова: голоценовые осадки, глинистые минералы, гидробиотит, климат

В статье представлены литологические характеристики голоценовых осадков губы Ругозерская (Белое море) и комплекса глинистых минералов в них.

В данном сообщении приведены предварительные результаты обработки кернового материала, полученного при проведении студенческой геологической практики в рамках выполнения комплексных геолого – геофизических исследований в акватории Кандалакшского залива Белого моря, прилегающей к ББС МГУ (руководитель проекта – М.Ю. Токарев) Объектом изучения послужили пробы беломорских осадков из колонок донных отложений, отобранных гравитационной грунтовой трубкой на полигоне в губе Ругозерская Кандалакшского залива. Ругозерская губа относится к морфоструктуре шхерного берега, характерного для карельского побережья Кандалакшского залива. Она представляет собой относительно мелководный бассейн (преобладают глубины менее 20 метров), узким языком вклинивающийся в архейско-протерозойские породы Беломорского блока Балтийского щита, которые являются основным поставщиком терригенного материала для донных осадков губы. Выбор данного полигона обусловлен наличием эманаций природного газа, обнаруженных в верхних слоях донных осадков во время проведения сейсмоакустических наблюдений и зафиксированных на сейсмолентах в виде так называемых «газовых шапок». Одна из задач проведенного пробоотбора состояла в подтверждении данного явления и оценке его влияния на процесс седиментогенеза.

На рис. 1 показано расположение точек отбора на данном полигоне. Глубина моря на станциях варьировала от 7 до 18 м. Длина большинства полученных колонок осадков составляет 2.0–2.5 м. В возрастном отношении вскрытый разрез можно отнести к голоценовому морскому комплексу. На это указывают и литологические показатели, и присутствие в осадках раковин различных видов морской фауны. В целом, разрезы поднятых колонок осадков имеют сходные черты строения.

Верхние 10–20 см донных отложений представлены сильно

обводненным, глинисто-алевритовым илом; в его окраске преобладают серо-зеленые тона, реже – темно-серые, вплоть до черных, единично отмечаются прожилки и линзочки буроватого материала. Нередко осадок пронизан ходами илоедов и включает немало раковин *Arctica islandica*.

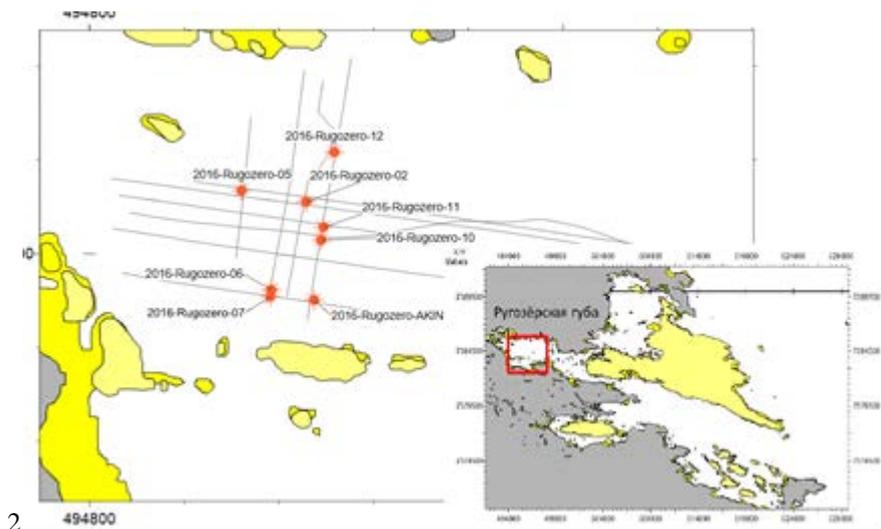


Рисунок 1. Схема расположения точек отбора колонок в губе Ругозерская.

Вниз по разрезу осадок постепенно уплотняется. Сохраняются следы жизнедеятельности илоедов, но активность их снижается. На преобладающем серовато-зеленом фоне местами проявляется нечеткая цветовая полосчатость или пятнистость за счет чередования осветленных и более темных полос толщиной по 3–5 см и линз гидротроилита. В ряде колонок вниз по разрезу осадок постепенно приобретает серые тона. Наиболее отчетливую серую окраску имеют отложения (колонки Ru-11, Ru-12), тонким шлейфом перекрывающие выходящую на поверхность дна морену.

Влияние газовых проявлений наиболее отчетливо выражено в колонках, поднятых над «газовыми шапками» (Ru-06, Ru-AKIN). Осадок нижних частей этих колонок обильно насыщен сероводородом, который пузырьками выходит на поверхности среза. Дегазация придает данному интервалу разреза ячеисто-комковатую текстуру.

Согласно данным гранулометрического анализа (лазерный анализатор Analysette 22 Micro Tec plus) рассмотренные пробы относятся к пелитово – алевритовому гранулометрическому типу. Алевритовые частицы преобладают в пробах практически всех колонок, их содержание колеблется от 54 до 74%. Максимальных значений доля алевритовых фракций

достигает в пробах нижних частей колонок Ru-A, Ru-6 (над «газовыми шапками») и Ru-12 (над мореной). Наибольшей дисперсностью выделяются осадки нижней половины колонки Ru-10 (центральная зона бассейна).

Таблица. Содержание глинистых минералов во фракции менее 2 мкм

| Номер колонки, интервал, см | Глинистые минералы (% фракции < 2 мкм) |                                 |                                     |        |          |
|-----------------------------|--|---------------------------------|-------------------------------------|--------|----------|
|                             | Иллит                                  | Смешанно-слоистые (гидробиотит) | Смектит + смешанно-слоистые (СМ-ИЛ) | Хлорит | Каолинит |
| <b>Rug-AKIN</b>             |  |                                 |                                     |        |          |
| 2-4                         | 44-45                                  | 33-34                           | 3-4                                 | 12-13  | 5-6      |
| 45-46                       | 83-84                                  | –                               | 2-3                                 | 9-10   | 4-5      |
| 104-105                     | 79-80                                  | Следы                           | 3-4                                 | 10-11  | 6-7      |
| 170-171                     | 80-81                                  | Следы                           | 4-5                                 | 9-10   | 5-6      |
| <b>Rug-2</b>                |  |                                 |                                     |        |          |
| 0-3                         | 43-44                                  | 32-33                           | 5-6                                 | 10-11  | 6-7      |
| 35-37                       | 40-41                                  | 31-32                           | 4-5                                 | 14-15  | 7-8      |
| 135-137                     | 45-46                                  | 28-29                           | 5                                   | 13-14  | 6-7      |
| 210-214                     | 60-61                                  | 16-17                           | 5-6                                 | 10-11  | 5-6      |
| <b>Rug-6</b>                |  |                                 |                                     |        |          |
| 0-3                         | 69-70                                  | 10-11                           | 2-3                                 | 10-11  | 5-6      |
| 27-30                       | 79-80                                  | Следы                           | 5-6                                 | 9-10   | 4-5      |
| 50-54                       | 80-81                                  | Следы                           | 4-5                                 | 9-10   | 4-5      |
| 97-100                      | 54-55                                  | 22-23                           | 3-4                                 | 12-13  | 5-6      |
| 153-156                     | 55-56                                  | 21-22                           | 2-3                                 | 13-14  | 6-7      |
| 235-237                     | 58-59                                  | 20-21                           | 5                                   | 10-11  | 5-6      |
| <b>Rug-10</b>               |  |                                 |                                     |        |          |
| 0-3                         | 37-38                                  | 39-40                           | 3-4                                 | 13-14  | 6-7      |
| 50-55                       | 62-63                                  | 18-19                           | 2-3                                 | 10-11  | 6-7      |
| 106-109                     | 78-79                                  | –                               | 8-9                                 | 7-8    | 5-6      |
| 150-155                     | 77-78                                  | –                               | 6-7                                 | 10-11  | 5-6      |
| 213-216                     | 76-77                                  | –                               | 7-8                                 | 9-10   | 4-5      |
| <b>Rug-12</b>               |  |                                 |                                     |        |          |
| 0-5                         | 79-80                                  | –                               | 5-6                                 | 9-10   | 5-6      |

Глинистые компоненты голоценовых отложений изучались методом рентгеновской дифрактометрии в тонкопелитовой фракции (менее 2 мкм). Из фракции приготавливались и анализировались по стандартной методике ориентированные и порошковые препараты. Глинистый комплекс

тонкопелитовой фракции представлен следующим набором минералов: группы частиц слюдистого ряда, хлорита, каолинита, смектита, смешанослойных образований (табл.). Наибольшую долю в нем занимают глинистые слюдистые минералы и их производные, составляющие 77–83% от суммы глинистых минералов; содержание железисто-магнезиального хлорита варьирует в пределах 9–14%; в небольшом количестве присутствуют частицы каолинита – 5–7%. В наименьшей степени выражены неоднородные смектитовые минералы (3–6%), представленные преимущественно смешанослойными образованиями (см–сл) с преобладанием смектитовых межслоев – 60–90%. Кроме того, во фракции отмечается присутствие дисперсных частиц ряда обломочных минералов: кварца, плагиоклаза, кпш, роговой обманки и др. Подобный состав глинистых и обломочных компонентов отвечает природе основных поставщиков терригенного материала – гранито-гнейсовым породам и продуктам их переработки.

Учитывая преобладание в глинистом комплексе хлоритово-слюдистой ассоциации, представляет интерес характеристика слюдистых компонентов, выполненных иллитовым и биотитоподобным материалом. На дифрактограммах ряда образцов, наряду с  $10\text{\AA}$ -пиком наблюдается рефлекс в области ( $10.6\text{--}11.1\text{\AA}$ ) – для воздушно-сухих препаратов и в интервале ( $11.2\text{--}11.6\text{\AA}$ ) – для препаратов, насыщенных глицерином. Подобный эффект обязан процессу преобразования биотита при выветривании и является результатом выноса межслоевого К и внедрения Mg и молекул воды, т.е. происходит вермикулитизация биотита [1, 2]. В данном случае, в условиях холодного гумидного климата, фиксируется начальная стадия формирования неупорядоченного смешанослойного образования – гидробиотита. Примечательно, что наиболее заметная доля гидробиотитовых компонентов содержится в современных осадках. На рис. 2 наблюдаем, как от среднеголоценового этапа к современному постепенно повышается уровень деградации, степень гидратированности поступающего в донные осадки слюдистого материала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дриц В. А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. ГИН. Труды, выпуск 465. Москва. Наука. 1991. С.53 – 55.
2. Дьяконов Ю. С.. Новые данные о разновидностях гидробиотитов. Кристаллохимия минералов. Ленинград. Наука. 1981.

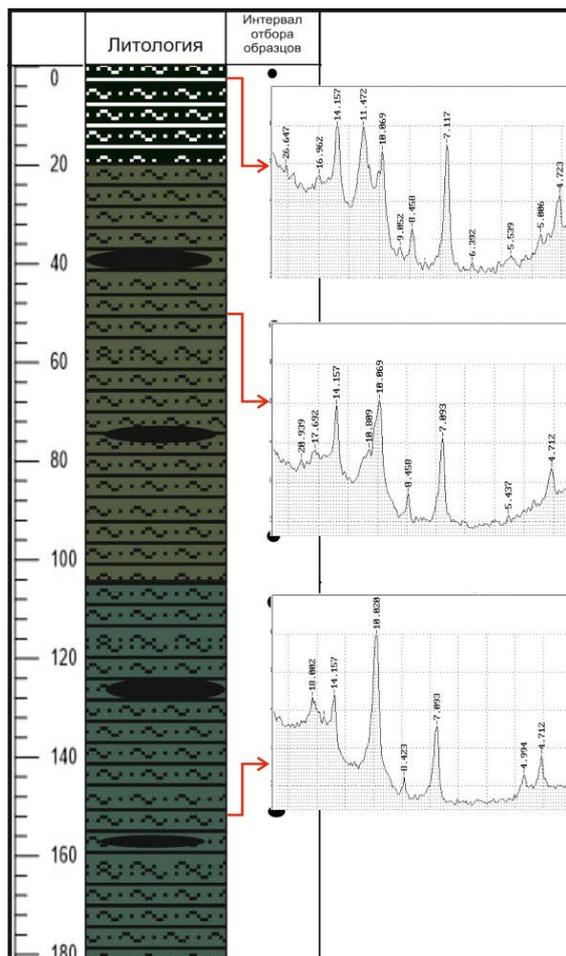


Рисунок 1. Колонка Ru-10 и дифрактограммы препаратов, насыщенных Гл.

The lithological characteristics of Holocene sediments of Rugoserskaya Inlet (White Sea) and their clay complex are presented; the lithotypes of bottom sediments and the hydrobiotite components in the clay fraction are described.

**Махнович Н.М.**

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

## **Пространственное распределение макрозообентоса устьевой области реки Ухта (бассейн Белого моря)**

**Makhnovich N.M.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Spatial distribution of macrozoobenthos in the estuary area of the Ukhta River (White Sea basin)**

Ключевые слова: макрозообентос, эстуарий, осушка, река Ухта, Белое море

В статье представлены результаты гидробиологического обследования устья реки Ухта в бассейне Белого моря в августе 2016 г. Было отмечено низкое видовое разнообразие и небольшие показатели численности и биомассы организмов макрозообентоса. Это может быть связано с высокой изменчивостью таких факторов, как соленость, состав и природа почв, скорости течений.

Река Ухта берет начало в озере Ухтоозеро, расположенном на Онежском полуострове. Её длина составляет 45 км, площадь водосбора – 50 км<sup>2</sup>. Эта малая река не испытывает антропогенного пресса, на водосборе отсутствуют населенные пункты, хозяйственная деятельность не ведется. Характерной чертой устьевой области р. Ухты является малая протяженность зоны осолонения, что связано с геоморфологическими особенностями. Гидробиологические исследования в устьевой области с целью определения видового разнообразия, биомассы и численности макрозообентоса проводились в августе 2016 г. на 6 станциях. Одновременно со сбором гидробиологического материала осуществлялись гидрологические и гидрохимические замеры.

Материал отбирали на малой воде в полосе осушки около уреза воды. Грунты представлены крупно- и среднезернистым песком с наилком разной мощности и с примесью камней и раковин моллюсков. Отбор проб бентоса производился по общепринятым методикам [1]. Использовалась рамка со сторонами 50x50 см, слой грунта промывали через сита с размером отверстий 1 и 2 мм. Животных фиксировали 70% спиртом. Обнаруженные организмы определяли до вида, подсчитывали численность и биомассу, вес определяли на аналитических весах Adventurer Ohaus RV214.

За период исследования было обнаружено 2 представителя бентофауны, относящихся к одному типу Mollusca и к 2 классам (двустворчатые Bivalvia и брюхоногие Gastropoda) (таблица).

Видовой состав бентоса на двух станциях идентичен, численность и биомасса неоднородны, отмечается очень невысокое биоразнообразие, на обеих станциях количество видов не превышало двух.

Станция У-1 находилась на акватории устьевого взморья в вершине губы Ухта. Грунт – крупнозернистый песок с небольшим количеством ила и камней. Фауна макрозообентоса представлена биоценозом *Peringia ulvae* (Pennant, 1777) + *Macoma balthica* (Linnaeus, 1758). Плотность поселений беспозвоночных составила 80 экз/м<sup>2</sup>, биомасса – 0.3632 г/м<sup>2</sup>.

Таблица. Численность (N, экз/м<sup>2</sup>), биомасса (B, г/м<sup>2</sup>), число видов (n) моллюсков в устьевой области р. Ухта

| № станции | Bivalvia |        |   | Gastropoda |        |   |
|-----------|----------|--------|---|------------|--------|---|
|           | N        | B      | n | N          | B      | N |
| У-1       | 8        | 0.1436 | 1 | 72         | 0.2196 | 1 |
| У-2       | 36       | 0.4624 | 1 | 8          | 0.0176 | 1 |

Станция У-2 находилась на устьевом участке реки, грунт – заиленный среднезернистый песок с примесью камней и раковин моллюсков. Биоценоз также представлен литоралобионтами *Macoma balthica* + *Peringia ulvae*. Плотность поселений составила 44 экз/м<sup>2</sup>, биомасса – 0.48 г/м<sup>2</sup>.

Станции У-3 – У-6 также располагались на устьевом участке реки. Грунты на этих станциях однотипные и представлены крупно- и среднезернистым песком с примесью камней и наилком мощностью до 15 см. Макрозообентос на этих станциях не обнаружен, что может быть связано с суточными колебаниями солености, скоростями течения. В составе грунтов обнаружены железо-марганцевые конкреции (ЖМК) по ходам многощетинковых червей. Размеры их достигали 3–5 см в длину и 4–12 мм в диаметре. Идентичные ЖМК были обнаружены и в устьевой зоне реки Кянда (бассейн Белого моря) [2]. В обоих случаях распространение конкреций приурочено к площадям илистых грунтов в зоне гидрохимического барьера.

Таким образом, наши исследования охватили участки эстуария, отличные друг от друга по ряду экологических условий, таких как соленость, состав грунтов, скорости течений. Доминирующим комплексом донных беспозвоночных является биоценоз *Macoma balthica* + *Peringia ulvae*. Численность организмов варьировала в пределах от 8 до 72 экз/м<sup>2</sup>, составив в среднем 31 экз/м<sup>2</sup>. Биомасса изменялась в пределах от 0.0176 до 0.4624 г/м<sup>2</sup>, среднее значение биомассы – 0.2108 г/м<sup>2</sup>.

В целом отмечены низкое видовое разнообразие и небольшие показатели численности и биомассы организмов макрозообентоса, что связано с высокой приливной изменчивостью солености в границах эстуарной зоны.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методические рекомендации по сбору и обработке материалов при гидробиологических исследованиях на пресноводных водоемах: Зообентос

и его продукция / Под ред. А.А. Салазкина, А.Ф. Алимова, Н.П. Финогеновой. Л.: ГосНИОРХ, 1984. 52 с.

2. Махнович Н.М., Мискевич И.В. Особенности пространственного распределения бентоса на осушках мезоприливных устьев рек Белого моря на примере устья р. Кянды // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2015. С. 230–234.

The article presents the results of a hydrobiological survey of the estuary of the Ukhta River in the White Sea basin in August 2016. Low biodiversity and low numbers and biomass of macrozoobenthos were noted. This may be due to abrupt fluctuations in environmental factors such as salinity, the composition and nature of soils and the speed of currents.

**Мискевич И.В.**

(Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, e-mail:[szoiras@yandex.ru](mailto:szoiras@yandex.ru))

**Оценка синоптической, сезонной и междугодовой изменчивости гидролого-гидрохимического режима устьев малых рек Белого моря на примере эстуария реки Кянды**  
**Miskevich I.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Assessment of the synoptic, seasonal and interannual variability of the hydrologic-hydrochemical regime of the estuaries of the small rivers of the White Sea on the example of the estuary of the Kyanda River**

Ключевые слова: гидрология, гидрохимия, устье, река Кянда, Белое море, синоптический период, сезон, годы, приливы, временная изменчивость.

Рассмотрены результаты исследований разномасштабной временной изменчивости гидрологических и гидрохимических показателей в мезоприливном эстуарии малой реки Кянда в Белом море. Их колебания в синоптическом, сезонном и междугодовом масштабах сравнимы между собой и не превышают амплитуду приливной изменчивости в летнюю межень. Указано, что такие закономерности заметно отличаются от характеристик устьев больших и средних рек.

Среди устьевых объектов Белого моря большой удельный вес приходится на мезоприливные устья малых рек, среди которых, если ориентироваться на их геоморфологические очертания, часто встречаются «классические» эстуарии с воронкообразным устьевым взморьем. Напомним, что к мезоприливному устью рек согласно Михайлову В.Н. [1] относятся такие, в которых величина прилива превышает 1.6 м, но меньше уровня в 2.8 м. Подобные водные объекты в Белом море малоизучены, особенно в отношении временной изменчивости различных элементов устьевых экосистем, включая гидролого-гидрохимические параметры.

Для внесения необходимого вклада в решение указанной проблемы Северо-Западное отделение Института океанологии РАН начало с 2014 г. ежегодные специализированные исследования устьевой области малой реки Кянда в Онежском заливе. Здесь наблюдается полусуточный мелководный тип прилива. В квадратуру средняя величина прилива составляет 1.9 м, в сизигию – 2.7 м, т.е. рассматриваемый водный объект относится к мезоприливному устью рек.

На первом этапе проведенных исследований (2014–2015 гг.) были получены параметры короткопериодной приливной и суточной (солнечной) изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик [2]. В 2016 г. была проведена 14-ти суточная серия с 28 июля по 12 августа с

дискретностью 6 часов на створе *б км выше морской границы* устья р. Кянда на участке локализации фронтального раздела зоны смешения речных и морских вод. В состав наблюдений входили определение уровня, температуры и солености воды, параметров течения, содержания взвешенных веществ и гидрохимических параметров (величина рН, кислород). Здесь необходимо отметить, что подобные исследования в устьях рек Белого моря были проведены впервые и не имеют аналогов. Следует указать, что согласно справочному пособию [4] естественный синоптический период в европейской части РФ в среднем составляет 6 суток. При этом периоды продолжительностью 5–7 суток наблюдаются в 92% всех случаев.

Для выявления ритмики в изменчивости наблюдаемых параметров можно воспользоваться анализом автокорреляционных функций для изучаемых параметров. При наличии в них пиков, разделенных одинаковым периодом, можно говорить о наличии соответствующей гармоник в колебаниях исследуемых показателей.

В короткопериодной изменчивости уровня воды, солености и скорости течения преобладал полусуточный приливной цикл, для температуры воды, величины рН и кислородонасыщения – суточный цикл, связанный с интенсивностью солнечной радиации. Для 14-суточных рядов наблюдений, если не учитывать полусуточные и суточные гармоник, было обнаружено присутствие синоптической волны с периодом 8–9 суток (табл. 1).

Таблица 1. Характеристика продолжительности циклов изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик с наличием абсолютного максимума ( $R_{\text{абс/макс.}}$ ) и локального максимума ( $R_{\text{лок/макс.}}$ ) автокорреляции

| Параметр            | Циклы, сутки           |                        |
|---------------------|------------------------|------------------------|
|                     | $R_{\text{абс/макс.}}$ | $R_{\text{лок/макс.}}$ |
| Уровень воды        | 0.5                    | 8                      |
| Температура воды    | 1                      | 8                      |
| Скорость течения    | 0.5                    | 8                      |
| Соленость           | 0.5                    | 9                      |
| Взвешенные вещества | 9                      | 0.5                    |
| Величина рН         | 1                      | 9                      |
| Кислородонасыщение  | 1                      | 8                      |

Для взвешенных веществ в отличие от других исследуемых параметров получаем, что амплитуда синоптического цикла превышает его приливные колебания. По всей вероятности, это обусловлено появлением мощных мутьевых потоков, стекающих с илистых приливных осушек при выпадении интенсивных дождевых осадков.

Анализ полученных результатов указывает, что амплитуды колебаний, формируемые под воздействие приливной волны, суточного хода солнца и зафиксированного синоптического возмущения, летом были

сопоставимыми между собой при определенном доминировании приливного полусуточного цикла.

Сезонную изменчивость наблюдаемых параметров в устье р. Кянды можно оценить по ежемесячным наблюдениям в период май-ноябрь 2015 года в полную и малую воду в течение одного приливного цикла. Для каждого сезона использовались результаты наблюдений за 2 месяца: *весна* – май-июнь, *лето* – июль-август, *осень* – сентябрь-октябрь (табл. 2). Для оценки зимнего сезона применялись данные наблюдений в ноябре 2015 г., а также данные наблюдений, проведенных в феврале 2016 г.

Сезонные колебания температуры воды в устьевой области р. Кянды характеризуются максимумом прогрева устьевых вод летом и наибольшим выхолаживанием в период ледостава. Определенной спецификой для исследуемого объекта является их сравнительно быстрый нагрев весной, за счет влияния приливных осушек вплоть до летних значений, при сохранении чисто весенних признаков для таких параметров, как уровень воды и минерализация вод.

В сезонном распределении солености (минерализации) вод устья р. Кянды обнаружено наличие аномалии. Она выражается в отсутствии максимума осолонения устьевых вод в зимнюю межень. Наиболее вероятным объяснением подобного эффекта служит влияние ледового покрова в очень мелководной Кяндской губе (на устьевом взморье реки) на процессы смешения морских и речных вод. Из-за льда в Кяндской губе такое смешение происходит лишь по узкому «фарватерному» желобу, не осушаемому даже при сизигийных приливах. Сильное распреснение устья р. Кянды наблюдается и осенью. Быстрее всего, при прохождении даже слабо выраженного дождевого паводка морские воды вытесняются в Кяндскую губу. В итоге следует предположить, что масштабы пространственного осолонения устьевой области р. Кянды в зимний, весенний и осенний сезоны сопоставимы между собой. Необходимо заметить, что такое явление для устьев больших и средних рек Белого моря не характерно.

Для сезонных изменений величины рН типично доминирование слабощелочных свойств устьевых вод весной и летом и переход такой доминанты к слабокислотным свойствам в осенний и зимний период.

Междугодовую изменчивость исследуемых параметров можно отследить по наблюдениям в летнюю межень на створе *6 км выше морской границы* устьевой области р. Кянды в 2014–2017 гг. Зафиксировано наличие значительных колебаний гидролого-гидрохимических показателей в летнюю межень, когда отмечается максимальное осолонение устьевых вод. Можно заметить чередование жарких и сухих летних периодов (2014 и 2016 гг.) с прохладными и многоводными (дождливыми) периодами (2015 и 2017 гг.). При этом 2017 г. оказался аномальным – в летнюю межень на центральном участке устья реки отмечались только пресные воды даже на полной воде приливного цикла.

Таблица 2. Характеристика сезонной изменчивости температуры воды, солености и величины рН в устье р. Кянды на створе 6 км выше морской границы

| Статистики             | Параметры |       |      |
|------------------------|-----------|-------|------|
|                        | T, °C     | S, ‰  | pH   |
| <i>Весна</i>           |           |       |      |
| Среднее значение       | 14.75     | 0.40  | 7.09 |
| Стандартное отклонение | 6.06      | 0.61  | 0.12 |
| Медиана                | 14.55     | 0.12  | 7.04 |
| Максимум               | 21.10     | 1.31  | 7.26 |
| Минимум                | 8.80      | 0.05  | 7.01 |
| Количество наблюдений  | 4         | 4     | 4    |
| <i>Лето</i>            |           |       |      |
| Среднее значение       | 17.15     | 6.06  | 7.21 |
| Стандартное отклонение | 1.77      | 7.24  | 0.42 |
| Медиана                | 17.27     | 4.54  | 7.29 |
| Максимум               | 18.97     | 15.11 | 7.59 |
| Минимум                | 15.10     | 0.05  | 6.69 |
| Количество наблюдений  | 4         | 4     | 4    |
| <i>Осень</i>           |           |       |      |
| Среднее значение       | 7.75      | 1.53  | 6.79 |
| Стандартное отклонение | 4.33      | 2.59  | 0.21 |
| Медиана                | 7.70      | 0.34  | 6.74 |
| Максимум               | 11.60     | 5.40  | 7.07 |
| Минимум                | 4.00      | 0.05  | 6.61 |
| Количество наблюдений  | 4         | 4     | 4    |
| <i>Зима</i>            |           |       |      |
| Среднее значение       | 0.10      | 1.55  | 6.72 |
| Стандартное отклонение | 0.41      | 1.41  | 0.44 |
| Медиана                | 0.25      | 1.63  | 6.74 |
| Максимум               | 0.40      | 2.90  | 7.10 |
| Минимум                | -0.50     | 0.05  | 6.30 |
| Количество наблюдений  | 4         | 4     | 4    |

Максимальному осолонению устьевой области реки Кянды летом соответствовали более высокие значения кислородонасыщения (до 100% и выше) и величин рН (до 7.6–7.8). В холодное дождливое лето в устьевых водах наблюдается дефицит кислорода, и в подобные годы летом могут отмечаться величины рН менее 6.5, т.е. ниже уровня ПДК по рыбохозяйственным нормативам.

Таким образом, можно предположить, что в устьях малых рек Белого моря внутрисезонная изменчивость гидролого-гидрохимических показателей формируется под действием трех факторов – приливов, солнечной радиации и синоптических процессов, причем она сопоставима с

их сезонными колебаниями или даже превосходит её. Приливные циклы наиболее четко выражены в изменениях уровня воды, гидродинамических характеристик и, вероятно, любых растворимых консервативных примесей при наличии разницы в их речном и морском фонах. Суточные циклы солнечного генезиса преобладают в колебаниях кислородонасыщения и, вероятно, биогенных веществ (но только в вегетационный период). Содержание взвесей, нерастворимых примесей, величина рН и, видимо, такой параметр, как БПК, во многом определяется спецификой синоптических ситуаций.

В сезонных колебаниях гидролого-гидрохимических показателей, если не учитывать температуру воды, имеется лишь один экстремум, приуроченный к летней межени, тогда, как в устьях больших и средних рек Белого моря отмечается наличие 3-х локальных экстремумов (зимнего, весеннего и летнего). Такие колебания, а также междугодовая изменчивость многих показателей в устьях малых рек, сильно зависят от прохождения одиночных циклонов над акваторией Белого моря. В свою очередь, это должно обуславливать появление радикальных отличий геохимических процессов в устьях малых рек от условий, наблюдаемых в устьевых областях средних и больших рек Белого моря.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлов В.Н. Принципы типизации и районирования устьевых областей рек (аналитический обзор) // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 1. С. 5–14.
2. Мискевич И.В. Оценка цикличности короткопериодной изменчивости гидрологических и гидрохимических показателей в мезоприливном устье р. Кянды в Белом море в период летней межени. // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, Т. III. М.: ГЕОС, 2015. С. 235–239.
3. Тушинский С.Г. Об одном методе расчета системы наблюдений за параметрами качества воды // Гидрохимические материалы. 1986. Т. XCIV. С. 10–18.
4. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 569 с.

The results of research multi-scale temporal variability of hydrological and hydrochemical indicators in for mezotidal estuary of the river Kyanda in the White sea are presented. The fluctuations at synoptic, seasonal and annual scales are comparable and do not exceed the tidal amplitude variability in summer low-water period. It is indicated that such regularities differ markedly from those of the mouths of large and medium rivers.

**Мосеев Д.С.**

(Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва, e-mail:  
[viking029@yandex.ru](mailto:viking029@yandex.ru))

## **Абиотические факторы развития приморских фитоценозов в эстуарии реки Кянда Онежского залива Белого моря**

**Moseev D.S.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Abiotic factors the development of coastal phytocenoses in the estuary of the river Kyanda of the Onega Bay of the White Sea**

Ключевые слова: марш, галофиты, наносы, река Кянда, Белое море

В статье приводятся результаты воздействия соленых вод приливов на видовой состав приморских фитоценозов в эстуарии реки Кянды Онежского залива по признаку активности вида в различных экотопах. Также приведены результаты исследований накопления наносов на приливных осушках в сообществах разных типов.

В условиях эстуариев рек на побережье Белого моря при доминировании приливных течений над ветровым волнением происходит развитие маршей – обширных приливных илистых и илисто-песчаных осушек с выровненной поверхностью, покрытых влаголюбивой субаэральной растительностью, хорошо переносящей избыток солей или растений галофитов. Приморские фитоценозы маршей получают широкое распространение на побережье Белого моря и являются важной составляющей частью его экосистемы.

Исследования фитоценозов и влияния на их развитие абиотических факторов эстуария (солености воды, величины прилива, накопление наносов), проводились нами летом 2015 и 2017 гг. в эстуарии реки Кянда на побережье Онежского залива Белого моря.

Река Кянда имеет длину 49 км. Впадает в Онежский залив Белого моря. Приливное устье реки представлено извилистым эстуарием протяженностью около 9 км. Грунт – илистый и илисто-песчаный с галькой.

Приморские фитоценозы изучались маршрутно-рекогносцировочным методом с закладыванием геоботанических площадок, в пределах фитоценозов с однородными условиями обитания, привязанных к географической координатной сетке с помощью GPS-навигатора *Garmin GPSmap 62 s*. Для исследований динамики накопления наносов, в летний период 2017 г., закладывались мерные рейки длиной до 1 м в разных типах сообществ, путем их углубления в грунт на глубину 30 см. Экспозиция наблюдения за динамикой наносов составила около 2-х месяцев. Гидрологические и гидрохимические наблюдения проводили силами сотрудников СЗО ИО РАН им. П.П. Ширшова. Важными факторами, влияющими на видовой состав и структуру сообществ маршей эстуария,

являются: величина прилива, степень заливания осушек, механический состав грунтов, соленость воды и субстрата. Измерения величины приливов проводились на одной станции (бк) с помощью мерных гидрологических реек с привязкой к условному нулю поста, в течение 3-х суток с дискретностью 2 ч. Измерения солености проводили с той же дискретностью на станции с помощью кондуктометра *Cond 197i* фирмы *WTW*. Соленость также измеряли на всем протяжении эстуария в разные фазы прилива.

В эстуарии реки Кянды средняя величина прилива составляет – 2.1 м по данным измерений на станции (на июль 2015 г.). Соленость изменяется от 25‰ на морском крае эстуария до 0.2‰ в его вершине. Зона осолонения эстуария в летнюю межень достигает – 9 км. По мере уменьшения величины прилива и солености вверх по эстуарию изменяется структура сообществ, их видовой состав и активность видов в разных местообитаниях.

Основные площади маршей в эстуарии реки Кянды занимают сообщества с доминированием *Phragmites australis*, которые распространяются от морского края эстуария к его вершине, от илистых осушек низкого уровня до нагонных маршевых осушек экотонных зон вторичных маршей. На ежедневно заливаемых приливом осушках низкого уровня преобладают сообщества с доминированием *Bolboschoenus maritimus*, а в вершине эстуария *Carex salina*, сменяющиеся на сообщества *Phragmites australis*, *Carex aquatilis* + *Alisma plantago-aquatica*. На осушках Кяндской губы сообщества разнообразней и состоят в основном из облигатных галофитов с доминированием *Triglochin maritima*, *Tripolium vulgare*, *Glaux maritima*, *Puccinellia phryganodes*, *Bolboschoenus maritimus*. Влияние солености воды на пространственное распределение видов приморских сообществ, можно проследить по характеру активности видов в разных условиях произрастания в эстуарии. Под активностью обозначается «мера преуспевания вида во флоре». Данный параметр отражает обилие и встречаемость вида в фитоценозах сходных экотопов. При расчете активности можно использовалась формула Малышева-Патроченко:  $A = \sqrt{F \times D}$ , где  $A$  – активность вида,  $F$  – встречаемость выраженная в баллах от 1 до 10,  $D$  – средняя величина обилия вида в фитоценозах выраженная в баллах. Как правило, активность 1 балл расценивают как низкую, 2 балла – слабую, 3 – среднюю, 4 – высокую, 5 и более – очень высокую. Для точности определения динамики видов в разном диапазоне влияния соленых вод, мы использовали дробные значения величины активности. Исследования показали, что большинство видов облигатных галофитов проявляют высокую активность на илисто-глинистых маршевых осушках низкого уровня морского края эстуария Кянды, при заливанні водами соленостью 25–16‰ в среднюю величину прилива. К ним относятся: *Triglochin maritima*, *Bolboschoenus maritimus*, *Tripolium vulgare*, *Carex subspathacea*, *Glaux maritimus*, *Plantago maritima*, *Puccinellia maritima* (табл. 1). С

продвижением вверх по эстуарию их активность снижается, не смотря на сходные эдафические условия произрастания и ежедневное заливание приливом. В сходных условиях обитания при солености 15–6‰, повышается активность *Eleocharis uniglumis* и *Carex salina*. В вершине эстуария Кянды появляются толерантные к солености воды и засолению субстратов виды: *Alisma plantago-aquatica*, *Carex aquatilis*, *Callitriche hermaphroditica*, максимальная активность которых отмечена при заливании осушек пресными водами. При слабом заливании водами сизигийных приливов в диапазоне солености 20–6‰, на глинистых осушках маршей среднего уровня повышается активность факультативных галофитов *Alopecurus arundinaceus*, *Agrostis straminea*, *Sonchus humilis*. У этих же видов, а также у *Juncus atrofuscus*, повышенная активностью отмечается и на торфянистых вторичных маршах при заливании водами сизигийных приливов при диапазоне солености 25–11‰. Единственный вид толерантный к солености воды – *Phragmites australis*, который является основным ценозообразователем маршей эстуария Кянды, способен проявлять высокую активность в разных экотопах. Величина активности вида достигает максимума на торфянистых вторичных маршах заливаемых сизигийными приливами. Устойчивость *Phragmites australis* к заливанню солеными водами и засолению субстратов, формируется благодаря мощной корневой системе, проникающей в слабозасоленные оводненные горизонты почвы.

Осушки маршей постепенно увеличиваются в высоту за счет накопления наносов на поверхности. Таким образом, происходит постепенный эвстатический подъем аккумулятивного берега. Осаждению и наносов вдоль берегов способствует высокое содержание взвешенных веществ в воде эстуария Кянды 20–55 мг/л (по данным измерений на август 2016 г. на станции б к). Однако, как показывают наши исследования, динамика накопления наносов на осушках не одинакова и зачастую зависит от видового состава и структуры фитоценозов маршей. Наиболее интенсивное накопление наносов в эстуарии Кянды наблюдается на ежедневно заливаемых приливом илисто-глинистых осушках в осоковых сообществах с доминированием *Carex salina*, *Carex aquatilis*, которые встречаются ближе к вершине эстуария (табл. 2). Накопленные наносы представлены в основном отложениями илистой фракции. По-видимому, накоплению наносов в осоковых сообществах способствует их большая сомкнутость, общее проективное покрытие (далее ОПП) достигает 90–100%. Накопление наносов на поверхности осушек происходит здесь по мере развития сообществ, при этом значительная часть взвешенных частиц при достижении максимальной сомкнутости сообществ оседает на поверхности растительности. В меньшей степени накопление наблюдается на ежедневно заливаемых осушках низкого уровня в сообществах *Phragmites australis* + *Bolboschoenus maritimus* и *Bolboschoenus maritimus* + *Tripolium vulgare*,

распространенных вплоть до морского края эстуария. Здесь величина накопления достигает – 0.5 см, при ОПП – 60–70%.

Таблица 1. Активность видов разных экотопов эстуария Кянды

| Вид   | Диапазон солености, ‰                    |         |         |         |          |           |
|---|--|---------|---------|---------|----------|-----------|
|   | 25–21                                    | 20–16   | 15–11   | 10–6    | 5–1      | <1–0,2    |
|   | Расстояние от морского края эстуария, км |         |         |         |          |           |
|   | 0–4.0                                    | 4.0–7.0 | 7.0–8.0 | 8.0–9.0 | 9.0–10.0 | 10.0–11.0 |
| Илисто-глинистые осушки первичных маршей низкого уровня |  |         |         |         |          |           |
| <i>Triglochin maritima</i>                              | 5.48                                     | 2.90    | 2.26    | .       | .        | .         |
| <i>Bolboschoenus maritimus</i>                          | 5.20                                     | 6.71    | 5.74    | 2.0     | 1.41     | .         |
| <i>Tripodium vulgare</i>                                | 4.95                                     | 5.92    | 3.32    | 1,41    | .        | .         |
| <i>Phragmites australis</i>                             | 4.49                                     | 4.12    | 6.24    | –       | 6.32     | 3.46      |
| <i>Carex subspathacea</i>                               | 4.0                                      | 2.45    | .       | .       | .        | .         |
| <i>Glaux maritimus</i>                                  | 3.38                                     | .       | .       | .       | .        | .         |
| <i>Plantago maritima</i>                                | 3.16                                     | .       | .       | .       | .        | .         |
| <i>Puccinellia maritima</i>                             | 2.53                                     | .       | .       | .       | .        | .         |
| <i>Eleocharis uniglumis</i>                             | 2.32                                     | 3.54    | 3.87    | –       | 2.83     | .         |
| <i>Puccinellia phryganodes</i>                          | 1.73                                     | .       | .       | .       | .        | .         |
| <i>Carex salina</i>                                     | .  | .       | .       | 3.46    | .        | .         |
| <i>Alisma plantago-aquatica</i>                         | .  | .       | .       | .       | 3.0      | 3.46      |
| <i>Carex aquatilis</i>                                  | .  | .       | .       | .       | 1.41     | 3.87      |
| <i>Callitriche hermafroditica</i>                       | .  | .       | 1.0     | 1.41    | 1.73     | 2.45      |
| Глинистые осушки маршей среднего уровня                 |  |         |         |         |          |           |
| <i>Phragmites australis</i>                             | 4.5                                      | 4.5     | 5.0     | 5.0     | –        | –         |
| <i>Alopecurus arundinaceus</i>                          | .  | .       | 2.28    | 1.73    | .        | .         |
| <i>Agrostis straminea</i>                               | .  | 2.45    | 2.0     | 2.0     | .        | .         |
| <i>Sonchus humilis</i>                                  | .  | .       | 2.0     | 2.0     | .        | .         |
| <i>Atriplex nudicaulis</i>                              | .  | 1.41    | .       | .       | .        | .         |
| Торфянистые вторичные марши среднего уровня             |  |         |         |         |          |           |
| <i>Phragmites australis</i>                             | 6.32                                     | 6.16    | 4.47    | 7.1     | 7.1      | 4.24      |
| <i>Alopecurus arundinaceus</i>                          | 3.16                                     | 3.46    | 3.16    | 2.24    | .        | .         |
| <i>Agrostis straminea</i>                               | 2.61                                     | 1.95    | 1.84    | .       | .        | .         |
| <i>Juncus atrofuscus</i>                                | .  | 3.22    | .       | .       | .        | .         |
| <i>Sonchus humilis</i>                                  | .  | 2.0     | .       | .       | .        | .         |

На высоких илисто-торфянистых осушках вторичных маршей заливаемых сизигийными приливами, и напротив низких илистых осушках, в сообществах *Phragmites australis* расположенных рядом с урезом в минимальную воду наблюдается незначительный размыв грунта с

углублением до 2 см. Возможно, на размыв грунта на осушке вторичного марша, оказывают влияние сизигийные приливы, либо частые дожди наблюдавшиеся летом 2017 г. На размыв грунта осушки низкого уровня, вероятно, оказало влияние динамическое воздействие приливного течения, механический состав донных отложений представленных илом и незначительная сомкнутость сообщества (ОПП – 20%). Низкая сомкнутость растительности не позволяет взвешенным частицам удерживаться в сообществе и накапливаться на поверхности осушки.

Таблица 2. Динамика накопления наносов в разных типах приморских фитоценозов

| Сообщество  | ОПП,<br>% | Тип<br>донных<br>отложений | Мезорельеф  | Величина*<br>накопления<br>наносов, см |
|---|-----------|----------------------------|---|--|
| <i>Phragmites australis</i> +<br><i>Bolboschoenus maritimus</i> | 70        | Ил + глина                 | Ежедневно заливаемая осушка первичного марша            | +0.5                                   |
| <i>Phragmites australis</i>                                     | 80        | Торф + ил                  | Осушка вторичного марша, заливаемая в сизигийный прилив | -2.0                                   |
| <i>Phragmites australis</i>                                     | 20        | Ил                         | Ежедневно заливаемая осушка первичного марша            | -2.0                                   |
| <i>Bolboschoenus maritimus</i> +<br><i>Tripolium vulgare</i>    | 60        | Ил + глина                 | Ежедневно заливаемая осушка первичного марша            | +0.5                                   |
| <i>Carex salina</i>   | 100       | Ил + глина                 | Ежедневно заливаемая осушка первичного марша            | +0.8                                   |
| <i>Carex aquatilis</i> +<br><i>Alisma plantago-aquatica</i>     | 90        | Ил                         | Ежедневно заливаемая осушка первичного марша            | +0.8                                   |

Примечание: знаком «+» показано накопление грунта на осушках, знаком «-» – размыв

Таким образом, соленость воды, механический состав грунта, накопление наносов на осушках, являются важными факторами развития галофитных фитоценозов маршей, способствуя формированию их характерного видового состава и структуры. Проявление абиотических факторов в условиях эстуарных местообитаний зависит от влияния морских приливов, во многом определяющих развитие биотопов маршей.

The article presents the results of the impact of salt water tides on the species composition of coastal plant communities in the estuary of the river Kanda Onega Bay on the basis of activity of the species in different ecotopes. Also the results of studies of the accumulation of sediment on tidal foreshores, in communities of various types.

**Мосеев Д.С.**

(Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва; e-mail: [viking029@yandex.ru](mailto:viking029@yandex.ru))

## **Некоторые особенности развития маршевых берегов Белого и Баренцева морей**

**Moseev D.S.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Some peculiarities of the development of the marshes of the White Sea and the Barents Sea**

Ключевые слова: берега, марши, Белое море, прилив, галофитная растительность

Маршевые берега изучались на обширной территории от западного побережья Белого моря до юго-восточного побережья Баренцева моря. В статье показано значение приливов в формировании маршей. Исследованы особенности развития маршевых берегов в разных эстуариях Белого и Баренцева морей.

Ввиду значительного воздействия морских приливов на побережье Белого моря и Баренцева морей развиты низкие берега получившие название марши, в поморской синонимике – лайды. Марш – сложная аккумулятивная форма рельефа морских побережий, представляет собой обширную осушку сложенную илистыми, глинистыми и илисто-песчаными наносами, формируется под влиянием морских приливов и нагонов, заливается в сизигийные приливы, покрыта субаэральной растительностью устойчивой к высоким концентрациям солей в почве и воде.

Исследования маршевых берегов на побережья Белого и Баренцева морей проводились в период с 2012 по 2017 гг., в ходе многочисленных экспедиций в различные районы побережий. Нами использовался описательный метод берегов, применяемый для проведения геоботанических исследований проводимых параллельно.

Формирование маршей зависит от абиотических и биотических факторов среды, которыми являются: приливы, соленость воды и почвы, дренаж, аэрация, механический состав грунта, растительность [1]. Приливы, а в меньшей степени нагоны выполняют ведущую роль в формировании маршей, влияя на другие абиотические факторы и развитие растительного покрова маршей. Принесенный приливной волной взвешенный материал осаждается и накапливается, что способствует приросту осушки в высоту. При росте осушки в высоту, происходит активное развитие растительного покрова. В свою очередь сомкнутая растительность инициирует накопление наносов, и прирост осушки происходит интенсивнее.

Обычно маршам предшествуют обширные пионерные осушки – ватты, практически лишенные растительного покрова из галофитов, за исключением водорослей и сосудистых растений гидрофитов. При

интенсивном волновом воздействии в береговой полосе происходит развитие пляжей, при этом марши и ваттовые осушки сдвигаются в приливные устья рек, закрытые от разрушительного волнового воздействия штормов заливы. Таким образом, при ослаблении ветрового воздействия отмечается смена ваттовых осушек на марши, при увеличении смена пляжей на марши.

Развитие процессов образования маршей происходит неодинаково.

Так в мелководных губах (Нименьга, Кяндская, Ухта) юго-востока Онежского залива, где ослаблено волноприбойное воздействие, и приливы доминируют над ветровым волнением, наблюдается характерная картина развития маршей, при которой маршам предшествуют обширные ваттовые осушки шириной до 3 км и более. Во внешней части ваттов, под влиянием волн наблюдается развитие донных отложений песчаных фракций, по градиенту к маршу сменяющихся илистыми песками, в вершинах ваттов донные отложения представлены илами. Грунты илистых и глинистых фракций накапливаются и в краевых зонах первичных маршей.

В эстуарии реки Чёша (Чешская губа Баренцева моря), отмечается развитие ваттов, не смотря на активное волновое воздействие, приливы (средняя величина которых – 4 м), доминируют над волновыми процессами.

В Кандалакшском заливе Белого моря, марши образуются в основном по берегам небольших лагун, а в узких губах, по сути, являющихся эстуариями рек представлены широкие приливные осушки, как это видно, по эстуарию реки Кереть.

Близкая картина развития маршей наблюдается в лагунообразном заливе Сухое Море (юго-востока Двинского залива). Однако, здесь у восточного берега залива имеет место развитие, так называемых фитогенных (тростниковых) берегов, образовавшихся в результате выдвигания обширных тростниковых зарослей в залив Сухое Море. У восточного берега залива, полуострова Никольская Коса рядом с маршем, северо-восточные ветры усиливают волноприбойное воздействие, что способствует образованию не широкого песчаного береговой вала, ниже сменяющегося маршем, заливание марша приливом происходит со стороны низкого северного берега Никольской Косы. Песчаные пляжи и береговые валы развиты на западном берегу Никольской Косы, со стороны Двинского залива, где их образованию способствуют ветра северных направлений и образуемое ими волноприбойное воздействие.

В эстуарии реки Куя юго-востока Двинского залива, под воздействием волнения образуются песчаные пляжи, а марши сдвигаются в устье. Такая же картина отмечена и для побережья Мезенского залива (эстуарии рек Чижа, Черная, Язма) и юго-восточного побережья Печорской губы (эстуарии рек Дресвянка, Двойник), здесь берега омываемые морем представлены пляжами с высокими береговыми валами, а марши сдвигаются в эстуарии рек. Образованию маршей высоких уровней

(вторичных маршей), в Печорской губе, также способствуют часто повторяющиеся осенью нагоны [2].

Наблюдения показывают, что протяженность маршей зависит от величины прилива (рис.).

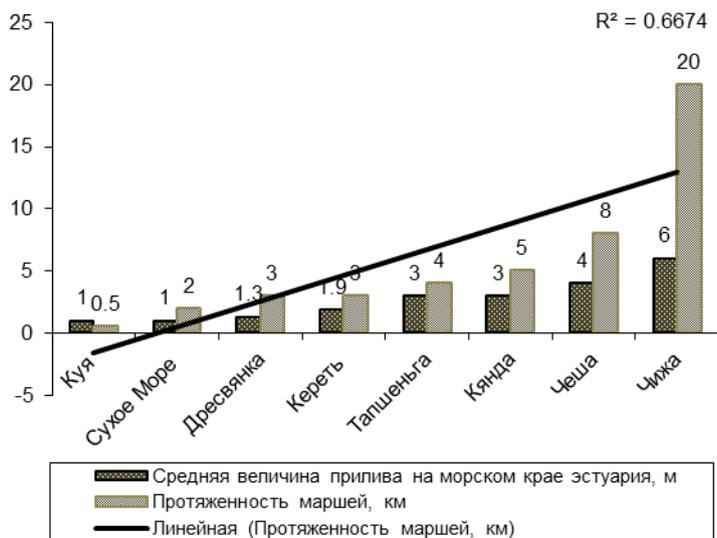


Рисунок. Взаимосвязь протяженности маршей и средней величины прилива для разных эстуариев

И.В. Мискевичем для Белого и Баренцева морей по величине сизигийного прилива ( $H$ ), выделены: микроприливные условия ( $0.3 \text{ м} < H \leq 1.6 \text{ м}$ ), мезоприливные ( $1.6 \text{ м} < H \leq 2.8 \text{ м}$ ) и макроприливные условия ( $H > 2.8 \text{ м}$ ) [3]. Нами показано, что протяженность маршей изменяется при разных приливных условиях. Так, в эстуариях со средней величиной прилива Чижки – 6 м и Чёши – 4 м (макроприливные условия), протяженность маршей составляет 20 и 8 км соответственно. В мезоприливных условиях эстуариев рек Онежского залива Кянды и Тапшеньги, протяженность маршей достигает 5 и 4 км соответственно, Кандалакшского залива по эстуарию Керети – 3 км (рис.). В эстуариях малых рек юго-востока Двинского залива от 0.5 км в эстуарии реки Куя и до 2 км, в реках впадающих в залив Сухое Море (Большая Ница, Кадь), при средней величине прилива – 1 м.

По градиенту от береговой линии моря к коренному берегу низкие заболоченные первичные марши с илистыми почвогрунтами и разреженной растительностью, сменяются высокими вторичными маршами с развитым дерновым горизонтом почв и сомкнутым растительным покровом.

На маршевых берегах в разных районах Белого и Баренцева морей,

отличается видовой состав и структура растительного покрова, который изменяется как в зависимости от особенностей развития маршей, так и зонального распределения. Отметим, что по существу биотопы маршей являются азональными, но видовой состав и структура их растительного покрова различаются в разных природных зонах. В нашем случае фитоценозы маршей Онежского, Кандалакшского и Двинского заливов находятся в пределах зоны тайги, фитоценозы маршей Мезенского залива, Чешской и Печорской губ, находятся в пределах подзоны кустарниковых тундр.

В эстуариях рек впадающих в южную часть Онежского и юго-восток Двинского залива, обширное развитие получает тростник обыкновенный (*Phragmites australis*) формирующий, так называемые тростниковые берега. Мощные заросли тростника вытесняют типичные для морских побережий сообщества растений галофитов, стесняя их на осушки низкого уровня.. Значительное влияние на развитие сообществ тростника, в этих эстуариях оказывает и распреснение эстуарного участка Двинского залива водами впадающей рядом большой реки Северная Двина.

Заметно отличается характер растительного покрова в эстуарии Керети (Керетская губа), где на осушках развиваются облигатные галофиты триостренник морской (*Triglochin maritima*), ситняг игольчатый (*Eleocharis uniglumis*), руппия морская (*Ruppia maritima*), зостера морская (*Zosteramarina*).

На первичных маршах тундровой зоны в эстуариях рек Чижа, Чёша, Дресвянка, Двойник развитие получают сообщества с доминированием облигатных галофитов из осоки обертковидной (*Carex subspathacea*), осоки галечной (*Carex glareosa*), хвостника четырехлистного (*Hippuris tetraphylla*), триостренника морского (*Triglochin maritima*), подорожника почтиполярного (*Plantago subpolaris*), лапчатки Эгеди (*Potentilla egedei*), солероса Поярковой (*Salicornia pojarcovae*), астры морской (*Tripolium vulgare*). Последние два вида отсутствуют на побережье Печорской губы (Дресвянка, Двойник), поскольку не успели охватить территорию, недавно освободившуюся от моря. Для каждого из этих эстуариев есть виды супердоминанты сообществ, которые определяют общий фон растительного покрова. Так на первичных маршах эстуариев Чижи и Дресвянки, развитие получают сообщества с доминированием осоки обертковидной (*Carex subspathacea*), на маршах эстуария Чёши подорожника почтиполярного (*Plantago subpolaris*), осоки галечной (*Carex glareosa*), на пионерных осушках солероса Поярковой (*Salicornia pojarcovae*).

Сильно меняются состав и структура растительного покрова маршей при удалении от морского края эстуария к его вершине, что четко проявляется в эстуариях с макроприливными условиями Чижи и Чёши. В вершинах этих эстуариев, на удалении более чем 10 км от береговой линии моря,

доминирующее положение занимают факультативные галофиты, среди которых доминируют: лисохвост тростниковидный (*Alopecurus arundinaceus*), ситник чернобурый (*Juncus atrofuscus*), белозор болотный (*Parnassia palustris*), овсяница красная (*Festuca rubra*).

Наблюдения показывают, что многие виды растений образующие сообщества, являются индикаторными для определения зоны распространения соленых вод вверх по эстуариям. В наших исследованиях к таким относятся толерантные (солеустойчивые) к солености воды виды: тростник обыкновенный (*Phragmites australis*), двуклосточник тростниковидный (*Phalaroides arundinaceus*), осока водная (*Carex aquatilis*), осока острая (*C. acuta*), калужница болотная (*Caltha palustris*), частуха подорожниковая (*Alisma plantago-aquatica*), болотник обоепольный (*Callitriche hermaphroditica*), уруть колосистая (*Myriophyllum spicatum*).

Таким образом, марши побережий Белого и Баренцева морей отличаются по составу и структуре растительного покрова. Прилив выполняет ведущее значение в формирование маршей, воздействуя на подчиненные им абиотические и биотические факторы (накопление наносов, засоленность побережья, характер галофитной растительности), а также территориальные особенности маршевого рельефа.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Chapman V.I. Studies in salt marsh ecology. VI-VII // Jour. Ecology. 1940. V. 28. P. 119–152.
2. Печорское море. Системные исследования. М.: Море, 2003. 502 с.
3. Мискевич И.В. Гидрохимия приливных устьев: рек методы расчетов и прогнозирования. Автореферат на соиск. уч. степени доктора геогр. наук. СПб., 2005. 50 с.

The main coast was studied on the vast territory from the Western coast of the White Sea to the Southeast coast of the Barents Sea. The article shows the importance of tides in the formation of the marshes, the peculiarities of development of the marshes in different estuaries of the White Sea and the Barents Sea.

**Нецветаева О.П.<sup>1</sup>, Коробов В.Б.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>ООО «Агентство прикладной экологии», Архангельск, e-mail: melob@bk.ru;

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

## **Особенности кислородного режима устьевой области Северной Двины**

**Netsvetaeva O.P.<sup>1</sup>, Korobov V.B.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>LLC “Agency of applied ecology”, Arkhangelsk; <sup>2</sup> Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Features of the oxygen regime in the estuary of the Northern Dvina River**

Ключевые слова: кислородонасыщение, экологический мониторинг, устьевая область Северной Двины

Рассмотрен кислородный режим устьевой области Северной Двины. В основе исследования лежат данные, полученные в экспедиционных работах Северо-Западного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в марте 2014 г. и октябре 2015 г. В результате отмечены значительная сезонная изменчивость и незначительные мезомасштабная временная и пространственная изменчивости кислородонасыщения, также отмечено перемешивание толщи воды до квазигомогенного состояния.

Северная Двина, как река с наибольшим расходом на водосборе Белого моря, оказывает значительное влияние на гидрохимическую структуру Двинского залива и прилегающих к нему акваторий. Ее устьевая область испытывает на себе значительную антропогенную нагрузку не только Архангельской агломерации, но и всей Архангельской области. Качество воды в данной области можно оценить по кислородонасыщению, как показателю интенсивности протекания продукционно-деструкционных процессов [1].

Для исследования особенностей гидрохимического режима устьевой области Северной Двины СЗО ИОРАН в 2014 г. (с 17 по 28 марта) [2] и в 2015 г. (с 1 по 10 октября) проводились специальные экспедиционные работы. На 5 полусуточных станциях (рис. 1), расположенных на прямых участках русла реки через каждые 3 часа в 2014 г. и через каждые 2 часа в 2015 г. отбирали пробы воды с поверхностного и придонного горизонтов с помощью батометра Нискина объемом 5 л.

С целью определения растворенного кислорода в 2014 и 2015 гг. было соответственно отобрано 46 и 66 проб воды в специальные кислородные склянки. Растворенный кислород в них сразу же фиксировали хлоридом марганца (II) и щелочным раствором иодида калия с образованием осадка. Содержание растворенного кислорода определяли на следующий день в стационарной лаборатории объемным методом Винклера [3].

Осенью 2015 г. массовая концентрация растворенного кислорода в водах устьевой области Северной Двины изменялась в диапазоне от 9.31 до 11.43 мг/л, что значительно превышает минимальное значение, установленное для водотоков и водоемов рыбохозяйственного назначения (6 мг/л для летнего периода) [4]. Усредненные за полусутки показатели кислородонасыщения варьировали в диапазоне 83.76–88.62%, что соответствует категории «чистые» воды, а их изменчивость вдоль русла была незначительна (рис. 2). В поверхностном и придонном горизонтах насыщенность вод кислородом практически совпадала на станциях с глубинами 5–8 м. На первой же станции кислородом более насыщены поверхностные воды, что может быть обусловлено большей глубиной (14 м), в результате чего затруднено перемешивание вод и обогащение нижних слоев кислородом, поступающим из атмосферы и образуемым в поверхностном горизонте.

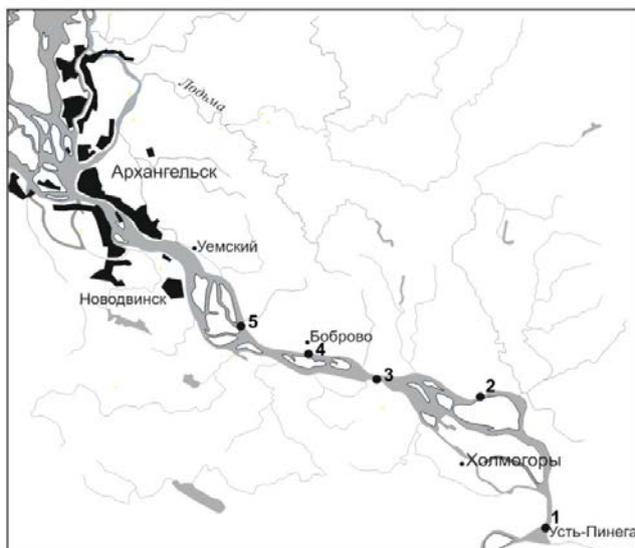


Рисунок 1. Карта-схема устьевой области Северной Двины с обозначением точек отбора проб воды в марте 2014 г. и октябре 2015 г.

Иные результаты получены для зимнего периода [5]. Кислородонасыщение варьировало в диапазоне 35.13–39.34% (рис. 2), что значительно ниже октябрьских значений и формально характеризует воды как «грязные». Учитывая то, что в этот период Северная Двина покрыта льдом, можно предположить о естественных причинах столь низкого насыщения: ограничена аэрация вод из атмосферы и понижена интенсивность фотосинтеза. При этом массовая концентрация

растворенного кислорода (5.02–5.76 мг/л) не опускалась ниже минимальной концентрации, допустимой для водотоков и водоемов рыбохозяйственного назначения (4 мг/л для зимнего периода) [4]. Как и в октябре, зимой изменчивость кислородонасыщения вод вдоль русла реки была незначительна. Так же совпадают значения насыщенности вод кислородом поверхностного и придонного горизонтов на всех станциях, кроме первой, однако в этом случае кислородом более насыщены придонные воды, что может быть связано с большей глубиной места отбора.

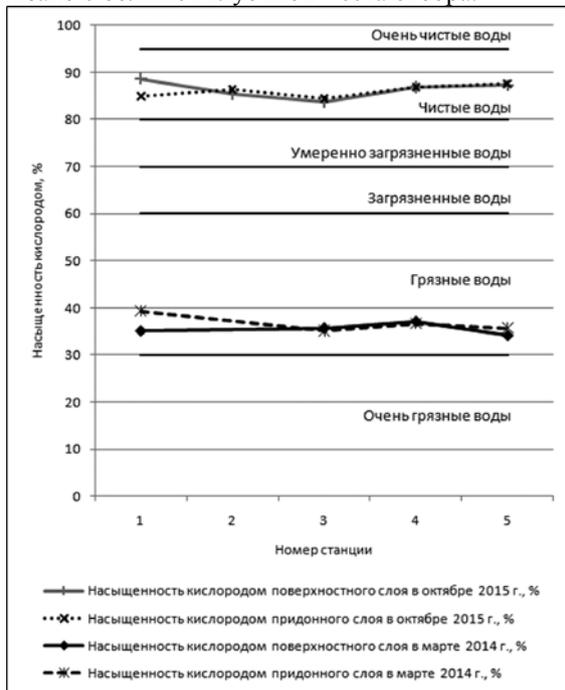


Рисунок 2. Кривые кислородонасыщения (%) вод устьевой области Северной Двины в марте 2014 г. и октябре 2015 г. (усредненные значения за полусутки)

#### Выводы:

1. Насыщенность кислородом вод устьевой области Северной Двины подвержена ярко выраженной сезонной изменчивости. Так, зимой насыщение вод кислородом значительно падает в сравнении с осенними показателями по естественным причинам: ледовый покров ограничивает газообмен с атмосферой, и снижена интенсивность процесса фотосинтеза. Однако абсолютные значения растворенного кислорода в водах устьевой области Северной Двины не опускались ниже концентрации, допустимой

для водотоков и водоемов рыбохозяйственного назначения ни в октябре 2015 г., ни в марте 2014 г.

2. Пространственная изменчивость показателя кислородонасыщения вод устьевой области реки вдоль русла незначительна: колебания не превышали 5% в оба сезона.

3. Мезомасштабная (приливная) изменчивость кислородонасыщения вод устьевой области реки также незначительна: колебания не превышали 7%.

4. Толща воды на участке с глубинами 5–8 м перемешана до квазиоднородного состояния по показателю кислородонасыщения, что обусловлено влиянием течений: с глубиной кислородонасыщение вод практически не изменяется. На станции у с. Усть-Пинега, на границе устьевой области, воды перемешаны хуже, что может быть обусловлено большей глубиной, равной 14 м.

5. В период ледостава в устьевой области Северной Двины влияние приливной волны может проследиваться на удалении 85–95 км от морского края дельты. Ее влияние на короткопериодную изменчивость гидрохимических показателей начинает фиксироваться на удалении 70 км от морского края дельты. В дельте, в зоне смещения речных и морских вод, короткопериодные колебания не только содержания кислорода, но и всех гидрохимических показателей получают наибольшую интенсивность.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нецветова О.П. Изменчивость кислородонасыщения вод в устьевой области р. Северной Двины // *Arctic Environmental Research*. 2017. Т. 17. № С. 88–97.
2. Лещев А.В., Хоменко Г.Д., Коробов В.Б. и др. Экспедиционные работы в устьевой области реки Северной Двины в марте 2014 г. // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 2. С. 348–350.
3. *Современные методы гидрохимических исследований океана*. М.: ИО РАН, 1992. 200 с.
4. Гусева Т.В., Молчанова Я.П., Заика Е.А. и др. Гидрохимические показатели состояния окружающей среды. Справочные материалы. Эколайн, 2000. 87 с.
5. Лещев А.В., Мискевич И.В., Коробов В.Б. и др. Пространственные особенности приливной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик устьевой области реки Северная Двина в зимнюю межень // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 2. С. 303–310.

The article studies oxygen regime in the estuary of the Northern Dvina River. Data have been obtained in expeditions of North-Western Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS in March 2014 and October 2015. As the main result of the study author made conclusions that seasonal oxygen saturation variability is great and mesoscale and spatial oxygen saturation variability is not great and also the waters is well mixed.

**Нецветаева О.П.<sup>1</sup>, Змётная М.И.<sup>2</sup>, Коробов В.Б.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>ООО «Агентство прикладной экологии», Архангельск, e-mail: melob@bk.ru;

<sup>2</sup>Северный филиал ФГБНУ «ПИНРО», Архангельск; <sup>3</sup>Институт океанологии им.

П.П. Ширшова РАН, Москва)

## **Особенности кислородонасыщения вод Белого моря в начале XXI века**

**Netsvetaeva O.P.<sup>1</sup>, Zmetnaya M.I.<sup>2</sup>, Korobov V.B.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>LLC “Agency of applied ecology”, Arkhangelsk; <sup>2</sup>Knipovich Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography; <sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Features of the oxygen saturation of the White Sea waters at the beginning of the XXI century**

Ключевые слова: кислородонасыщение, экологический мониторинг, Белое море

Рассмотрены сезонная и пространственная изменчивости насыщенности кислородом вод Белого моря в 2001–2014 гг. Исследование основано на экспедиционных данных ФГБНУ "ПИНРО" и ФГБУ "Северное УГМС". В сезонном аспекте отмечено снижение кислородонасыщения от весны к осени. В придонном слое обнаружено поле с насыщением менее 85 %, практически совпадающее с границами глубинной впадины. Подтверждены литературные данные о наличии в ряде районов моря хорошего перемешивания по вертикали и выраженной вертикальной стратификации в других.

Белое море административно включено в Арктическую зону Российской Федерации (АЗРФ), относится к бассейну Северного Ледовитого океана и по ряду причин представляет собой уникальный водоем [1]. На данный момент оно изучено лучше, чем любое другое море Арктики. Русские ученые начали исследовать Белое море еще во второй половине XIX века [2].

Определение растворенного кислорода было и остается неотъемлемой частью мониторинга качества вод, поскольку он определяет интенсивность протекания процессов в гидробиохимических системах, поэтому кислородонасыщение вод может быть использовано, как косвенная характеристика оценки качества вод.

Важнейшей особенностью Белого моря является наличие значительного влияния речного стока на структуру его вод. Наибольшим расходом на водосборе Белого моря отличается Северная Двина. Кислородный режим ее устьевой области изучался СЗО ИО РАН в 2014 г. [3, 4] и в 2015 г. [5].

Первое наиболее полное исследование Белого моря представлено в монографии [2], изданной в рамках проекта «Моря СССР» и являющейся обобщением многолетних исследований (1958–1984 гг.), в том числе гидрохимической структуры и кислородного режима в частности. Следующее наиболее крупное исследование водной толщи Белого моря было обобщено в монографии [6], где использованы материалы нескольких

экспедиций, охватывающие временной период 1991–2004 гг. С началом XXI века исследования гидрохимической структуры Белого моря не прекращаются. Результаты изучения кислородного режима в Белом море за последние десятилетия отражены в ряде статей [7–10], однако они носят эпизодический характер. Систематические и непрерывные наблюдения на Белом море ведут ФГБНУ «ПИНРО» и ФГБУ «Северное УГМС». Объединение и систематизации данных кислородонасыщения за длительный период, полученные этими организациями, необходимы для полного и всестороннего представления о кислородном режиме Белого моря.

Таким образом, цель настоящей работы заключается в анализе кислородонасыщения вод Белого моря за период 2001–2014 гг. в сезонном и пространственном аспектах.

Исследование выполнено на основании данных по насыщению вод кислородом, полученных в экспедициях Северного филиала ФГБНУ «ПИНРО» и ФГБУ «Северное УГМС» в весенний, летний и осенний сезоны за период 2001–2014 гг. (исключение 2009 г.) Карта-схема с обозначением станций мониторинга приведена на рис. 1. В основе используемых для определения растворенного кислорода методик СевПИНРО [11] и Северным УГМС [12, 13] лежит объемный метод Винклера.

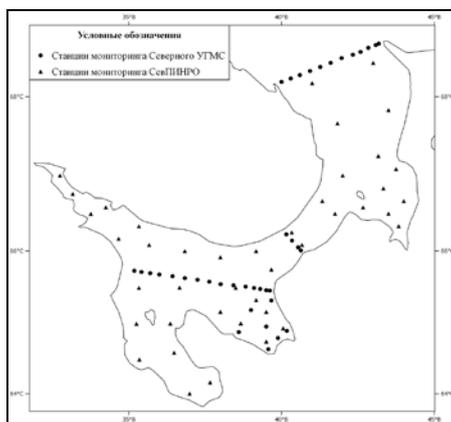


Рисунок 1. Карта-схема с обозначением станций комплексного мониторинга ФГБНУ «ПИНРО» и ФГБУ «Северное УГМС»

По среднееголетним данным о кислородонасыщении вод в поверхностном и придонном слое за период 2001–2014 гг. районы Белого моря разделены условно на две группы: с хорошим перемешиванием по вертикали и с выраженной вертикальной стратификацией по показателю кислородонасыщения, что подтверждает ранее известный факт. К первой

группе можно отнести всю северную часть моря (Воронка, Горло, Мезенский залив) и относительно мелководный Онежский залив в южной части. Бассейн, Кандалакшский и Двинский заливы относятся ко второй группе.

По совместным среднесезонным данным (2001–2014 гг.) весной поверхностные воды Белого моря повсеместно перенасыщены кислородом (рис. 2а), за исключением области на юго-востоке Двинского залива, где насыщение вод составляет менее 100%. Изменчивость кислородонасыщения по акватории незначительна: два крупных поля с насыщением более 110% занимают практически всю Воронку и Бассейн. Поле из Бассейна простирается в Кандалакшский и Онежский заливы. От этих полей насыщение снижается в юго-восточном направлении.

Летом общее пересыщение поверхностных вод сохраняется (рис. 2б), однако появляются области с недосыщением: происходит значительное снижение насыщения с более 110% к границе с Баренцевым морем до 90–95%, а также в юго-западной области Горла до менее 90%. Область Горла отличается появлением значительных градиентов в центральной части района и на условной границе с Бассейном. При этом северная область Горла отличается пересыщением более 110%, а южная – недосыщением вплоть до менее 90%. В Бассейне также отмечаются градиенты: с юга, где насыщение достигает более 110%, оно снижается до 95–100% в центре, а затем вновь повышается до более 110% вдоль Терского берега.

Осенью происходит значительное снижение насыщения на всей акватории (рис. 2в). В поверхностных водах северной части моря преобладает насыщение 95–100%. С насыщением 100–105% отмечаются крупные поля на северо-востоке и юге Воронки, а также в вершине Мезенского залива. В Горле сохраняются значительные градиенты, однако область с насыщением более 110% сокращается, а в юго-западной области насыщение снижается до менее 85%. Хотя многие воды Бассейна все еще имеют насыщение более 100%, небольшое поле с насыщением 105–110% отмечается только у границы с Горлом. У Терского и Карельского берегов образуются поля с насыщением 90–95%, которые не наблюдались ни весной, ни летом в этом районе.

В придонном слое Белого моря сезонная изменчивость ниже, чем на поверхности (рис. 2г, д, е). Отличительной чертой кислородонасыщения придонных вод является наличие крупной области с насыщением менее 85%, которая практически совпадает с наиболее глубоководным районом моря [14]. В весенний период эта область протягивается из Кандалакшского залива на юго-восток к Онежскому полуострову. Летом в Кандалакшском заливе эта область сокращается, а на юге протягивается в Двинский залив. Осенью эта область расширяется и занимает подавляющую часть придонного слоя Бассейна, а также протягивается в Кандалакшский и Двинский заливы.

Выводы:

1. В целом по акватории наблюдается общее снижение насыщения вод кислородом в осенний период по сравнению с весенним и летним, как в поверхностном, так и в придонном слое.

2. В придонном слое отмечается крупное поле с кислородонасыщением менее 85 %, характерное для всех трех сезонов. Его границы практически совпадают с границами глубинной впадины, причем осенью площадь этого поля увеличивается.

3. В Бассейне, Двинском и Кандалакшском заливах отмечается вертикальная стратификация по кислородонасыщению, воды всей северной части (Воронка, Мезенский залив и Горло) и Онежского залива хорошо перемешаны.

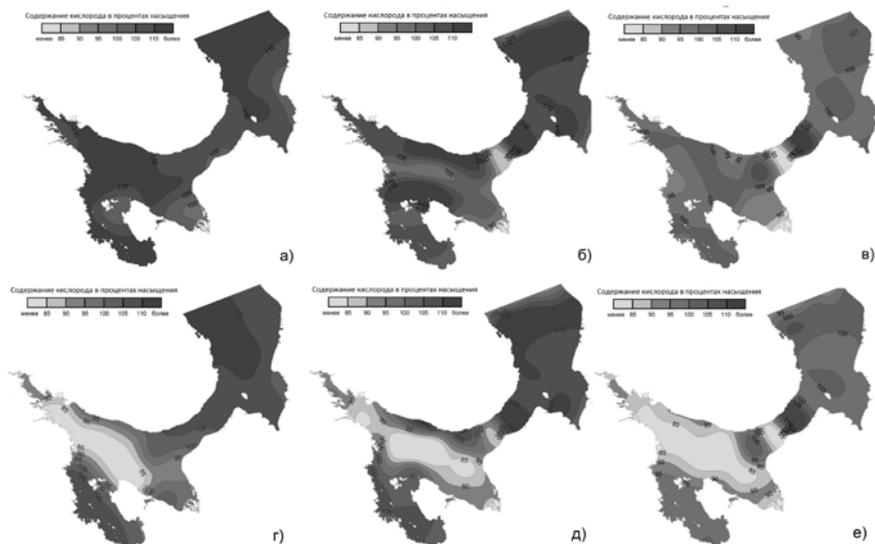


Рисунок 2. Среднее кислородонасыщение вод Белого моря за период 2001–2014 гг. в поверхностном слое весной (а), в поверхностном слое летом (б), в поверхностном слое осенью (в), в придонном слое весной (г), в придонном слое летом (д), в придонном слое осенью (е)

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пантюлин А.Н. Белое море в контексте Арктики // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. 2015. С. 249–250.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР в 10 т. Т. II. Белое море. Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биопродуктивности. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 193 с.
3. Лещев А.В., Хоменко Г.Д., Коробов В.Б. и др. Экспедиционные работы в

устьевой области реки Северной Двины в марте 2014 г. // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 348–350.

4. Лещев А.В., Мискевич И.В., Коробов В.Б. и др. Пространственные особенности приливной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик устьевой области реки Северная Двина в зимнюю межень // Океанология. 2017. Т. 57. № 2. С. 303–310.

5. Нецветаева О.П. Изменчивость кислородонасыщения вод в устьевой области р. Северной Двины // Arctic Environmental Research. 2017. Т. 17. С. 88–97.

6. Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. 784 с.

7. Ишкулова Т.Г. Гидрохимические исследования вод Белого моря в августе 2003 г. // Актуальные проблемы изучения и использования водных биоресурсов: материалы 2-й Всерос. интернет-конф. молодых ученых. Владивосток, 2004. С. 148–151.

8. Чугайнова В.А. Гидрохимическая характеристика вод Белого моря по данным исследований 2001–2002 гг. // Материалы отчетной сессии Северного отделения ПИНРО по итогам научно-исследовательских работ 2001–2002 гг. 2003. С. 18–25.

9. Чугайнова В.А. Комплексные исследования экосистемы Онежского залива Белого моря в 2001–2008 гг. // Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря: материалы XI Всерос. конф. с международным участием. СПб, 2010. С. 205–206.

10. Чугайнова В.А. Тенденции изменений некоторых гидрохимических характеристик вод Белого моря в 2001–2006 гг. // Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря: материалы X междунар. конф. Архангельск, 2007. С. 77–80.

11. Методы гидрохимических исследований основных биогенных элементов. М.: ВНИРО, 1988. 119 с.

12. РД 52.10.243-92. Руководство по химическому анализу морских вод. СПб: Гидрометеоздат, 1993. 128 с.

13. РД 52.10.736-2010. Объемная концентрация растворенного кислорода в морских водах. Методика измерений йодометрическим методом. М.: ГОИН, 2010. 21 с.

14. Белое море, батиметрическая карта // URL: [http://lib.oceanographers.ru/component/option,com\\_datso/gallery/Itemid,32/func, detail/catid,6/id,60/](http://lib.oceanographers.ru/component/option,com_datso/gallery/Itemid,32/func, detail/catid,6/id,60/).

The article studies seasonal and spatial variability of oxygen saturation of the White Sea waters in 2001–2014. Data have been obtained in expeditions of Knipovich Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography and Northern Department of Hydrometeorology and Environmental Monitoring.

**Никонов А.А., Флейфель Л.Д.**

(Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: nikonov@ifz.ru)

**Мощные моретрясение и цунами в Белом море  
(по забытой рукописи XVI в.)**

**Nikonov A.A., Fleifel L.D.**

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

**Strong maremoto and tsunami on the White Sea  
(by a forgotten manuscript of the XVI century)**

Ключевые слова: Белое море, моретрясение, цунами, ледяные торосы, донные отложения, XVI век

Впервые рассматривается малоизвестная средневековая запись о мощном возмущении вод в акватории Белого моря, его признаки и фазы развития, источник возмущений, его природа и некоторые характеристики.

Беломорский бассейн к настоящему времени известен как одна из более активных геодинамически и сейсмически областей в российской части Фенноскандинавского кристаллического щита. Она признана сейсмолинеamentом ЗСЗ-ВЮВ простираения [1]. Такая ее аттестация связана в основном с летописными сведениями о землетрясении 31 мая 1627 г., согласно которым магнитуда события определялась  $M=6.5$ , при том, что положение эпицентральной области намечалось приблизительно в центре акватории бассейна [1, 2].

Настоящая работа вводит в научное обращение средневековый письменный источник об экстремальном событии в акватории Белого моря, до сих пор специалистам-естественникам не известный. Ниже сведения очевидца рассмотрены вкратце с учетом современных знаний о моретрясениях и цунами вообще и в Белом море, в частности. Уже историк В.О. Ключевский оценил значимость собрания житий святых на Русском Севере как ценного исторического источника о событиях XVI–XVII вв., до начала летописания в монастырях [3]. В дальнейшем специалист по истории Арктики М.И. Белов обосновал эту позицию рядом объективных аргументов. Среди них указание на веру тогдашних обитателей владений Соловецкого монастыря в способность соловецких святых Зосимы и Савватия творить чудеса, так что обращение к ним с мольбами принималось как последняя надежда на спасение при бедствиях в море. Среди этих описаний большей конкретностью и относительной полнотой отличается запись «О чуде брата Протасия...». Речь идет о чуде спасения рассказчика и ватаги зверобоев Божьей волей и заступничеством святых Зосимы и Савватия при небывалом водном возмущении [4–6].

В рассказе выделяется несколько главных для интерпретации

происходившего в природе сведений. Семь судов с 70 промысловиками находились «далеко в море», т.е. не вблизи берега, а у ледяного припая, где зверобой стояли на льду (а потом снова оказались на своих судах). Сперва «началась зыбь великая *подо льдом*». Колебания были столь сильны, что люди не могли стоять на ногах, крошился *огромный лед* [припай] и, «опрокидываясь», ломался. Волны морские [вокруг] были «*сокрушающиеся, вертящиеся, стирающиеся* [прекращающиеся]», т.е. с высокими гребнями, с кручением и с промежутками успокоения. Затем (после того, как зверобой сумели вернуться на свои суда, т.е. после относительно спокойного интервала), корабли понесло от места происшествия по морю и «*внезапно принесло*», как оказалось, в сторону Соловецких островов, видимо, к Большому Соловецкому острову. Все семь кочей, т.е. кучно [целиком флотилию], принесло с севера. Уже в виду берега, т.е. на мелководе, «*как стены высокие льды нагромоздило*». И там они были «*вместе со льдиной и волнами туда-сюда бросаемы*». Но и это не конец: «*тотчас быстро* около нас льды начали подниматься и *высоко*, как будто руками *укладываемые*, но до нас не доходили». Настолько велики и мощны оказались нагромождения, что когда волнение улеглось, все звероловы, семьдесят человек, семь дней расчищали льды, чтобы выбраться из ледяного «ограждения», прежде чем добрались до монастырской обители.

Итак, все отраженное в записи событие состояло из трех, разделенных во времени эпизодов. В начале, в открытом море, вдруг началось мощное сотрясение (на льду припоя), так что лед ломался и опрокидывался, а вокруг бушевали высокие, со срывающимися гребнями волны (валы), неравномерные, разворачивающиеся. Рассказчик относил все эти буйства за счет «сильного ветра» просто потому, что по опыту мореходов так случалось всегда, и других вариантов возникновения «бури» они не знали. Но при атмосферных возмущениях, бурях и штормах, не происходит мощных толчков подо льдом и его вспучивание, а, тем более, опрокидывание ледяных пластин, да атмосферные процессы и не возникают внезапно. По указанным признакам событие определяется как моретрясение. И волны, разворачивающиеся по сторонам света, к тому же возникавшие с перерывами, для штормов не характерны. Это больше похоже на цунами при мощных сейсмических толчках с разных сторон (и в разные моменты). Кстати, сильные вихри перед фронтом несущейся с огромной скоростью волной цунами – явление достаточно известное. Наконец, временные промежутки между сотрясениями и накатами необычных волн не характерны для шторма, а для моретрясений и цунами.

Следующий эпизод рассказчика повествует о совсем ином процессе, а именно, корабли понесло по морю и внезапно принесло в сторону от места происшествия. Не погнало ветром (о нем ни звука), а понесло. Так, с огромной быстротой, переносится суда не течениями, а цунами. Принос одновременно всех семи судов к одному месту – это тоже признак не бури,

которая обычно разметывает корабли эскадры, а стремительного цунами. Распространение цунами от места моретрясения над очагом землетрясения – явление вполне естественное. Принос судов к о-ву Соловецкому позволяет принимать место моретрясения севернее, в открытом море, где и возникали весной кромки припайного льда.

В третьем эпизоде, на мелководье близ острова Большой Соловецкий, события совершенно иные, чем в двух первых. К тому времени, как корабли внезапно принесло к Соловецкому побережью, там уже было нагромождение льдов «как высокие стены». И около них суда промысловиков, вместе с (принесенными) льдами, бросало на участке открытой воды (к берегу и от берега), а после этого «тотчас» льдины высоко поднимались и укладывались как бы штабелями (наклонными), т.е. у берега нагромождались ледяные торосы. Все это также не похоже на действие бури, но вполне соответствует тому, что происходит у берега при сильных цунами (такие примеры известны, например, на Белом море в 1888 г. и на Балтике в 1869 г.)

В рассказе нет прямых указаний на место и время экстремального события, но имеются косвенные наводящие сведения. Речь идет о сезонном весеннем тюленьем промысле у кромки льдов. Кромка ледового покрова весной обычно располагается севернее Соловецкого архипелага, так что путь зверобоев был предопределен, надо было только выждать попутный ветер. Пришлось на Пасху, последние числа апреля. Специалисты помещают событие во временной интервал 1534-1546 гг. Промысловики пошли на кочах, относительно небольших двухмачтовых судах, вмещающих по 10 человек, а не на лодьях вместимостью до 50 человек, приспособленных для хождения среди плавающих льдов. Отсюда можно заключить, что море на их пути ото льда уже было свободно.

По набору и характеру сообщенных обстоятельств реальность событий не вызывает сомнений. Современный специалист по катаклизмам с определенностью идентифицирует все происшедшее, к тому же в определенной последовательности. Сообщается о «буре» (ветреной), т.е. явлении атмосферном, и о «трус» в море, т.е. возмущении гидрологическом. Трусом в русских летописях называли мощные землетрясения, ураганы, штормы. В данном случае оба явления стали очень мощными («небывальными») – «буря велия» (великая) и «трус велик», и они вполне могли быть взаимосвязаны, как это случается обычно и в настоящее время. Так и восприняли «бурю» поморы – «подвижеса море от зельного [зело – сильно] дыхания ветреного». Но на самом деле, оказывается, все происходило не так, как при обычных бурях (штормах). Море «подвижеса» при ветре, но не от ветра. Люди на льду (вдруг) подверглись таким колебаниям льда, вертикальным, что не могли устоять на ногах. Это типичное проявление моретрясения, когда очаг землетрясения располагается неподалеку, под дном водоема. Менее чем при VII баллах

таких колебаний не бывает (а только сотрясения судна). «Зыбь великая», так что сбивает с ног – признак интенсивности VIII баллов, если не более. Если выражение «подвижеся море» (не всколыхнулось, не вздыбилось) можно принять за намек на горизонтальное движение, то указание на относ. судна в море (от берегового припая), который, кстати, ветром не разнесло, иначе как действием цунами, логично объяснить воздействием цунами. И сам воздушный вихрь («зеленое дыхание» [мощный, от слова «зело», порыв, не длительное стремление]) могло возникнуть перед фронтом мчащегося цунами, примеры такие известны. Волна свободно могла устремиться только в южных румбах, в сторону от очага, тем более, если вытянут он был субширотнo, вдоль борта глубоководной центральной впадины акватории. Трудно представить, чтобы «сокрушающиеся» волны и опрокидывания пластин ледяного покрова (через горизонтальную ось) происходили при высоте волн 1–2 м, их высота должна была быть больше.

Полученных данных для надежной характеристики макросейсмического поля недостаточно. Однако, после прояснения позиции эпицентральной области можно наметить ориентацию его длинной оси и размер длинного радиуса (к западу). Опорной становится позиция эпицентральной области (области проявления мощного моретрясения) к северу от Соловецких островов (см. выше). Такое решение согласуется с двумя другими, независимыми группами фактов и суждений. Во-первых, к северу от Соловецкого архипелага, в 60–70 км, протягивается субширотная граница между осевой, глубоководной, >300 м, впадиной Кандалакшского залива и южным бортом, имеющая признаки новейшего, активизированного в позднеледниковье и в голоцене разрыва [7, 8]. Во-вторых, на основе более разносторонних макросейсмических сведений о еще более мощном землетрясении 1627 г. длинная ось его макросейсмического поля вытягивается широтно, и его эпицентральной область определяется восточнее [2]. Поэтому подобное протяжение очаговой области события 1542 г. не должно удивлять, а расположение ее западнее, чем у следующего крупного землетрясения, гораздо более вероятно, чем совпадение позиции обеих областей. Выгнутость и длина западного радиуса длинной оси макросейсмического поля события от эпицентра до Кандалакши составляет 230–240 км, что примерно в два раза превышает расстояние по поперечной оси к югу, до Соловецких островов, где сотрясения могли быть столь же интенсивны, как на северо-западе. Так получаем обычную для землетрясений разницу радиусов длинной и короткой осей макросейсмического поля, причем с вытянутостью первой вдоль активного разлома высокого ранга.

Понятно, что столь мощное гидродинамическое (геодинамическое) возмущение не могло не привести к последствиям геологической значимости в стратиграфии рыхлых осадков на дне и в округе. Как минимум в двух отношениях. На дне в месте события, в радиусе первых

километров–десятков километров, произошел выброс донных накоплений в воду и рассеяние в ней материала с последующим его переотложением, т.е. нарушение первичного разреза на глубину не менее одного метра. Кроме того, латеральное перемещение с огромной скоростью возбужденной, насыщенной взвешенным и влекомым материалом, при достижении берегов, их подмыве и при откате обратно, должно было нарушить и усложнить на значительных пространствах и разрез береговых отложений на литорали и в наземной полосе.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уломов В.И. и др. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Объяснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных зонах // Инженерные изыскания. 2016. № 7. С. 49–121.
2. Никонов А.А. Сейсмичность Карельского региона // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. Разделы: Исторические землетрясения. С. 193–214; Сейсмогенерирующие зоны и их потенциал. С. 230–233.
3. Ключевский В.О. Древнерусские жития святых как исторический источник. М., 1871. 438.
4. Соловецкое собрание житий. Отдел рукописей ГПБ С.-Петербург. № 1384/16, лл. 152 об.–155 об.
5. Белов М.И. Севернорусские жития как источник по истории древнего поморского мореплавания // Тр. Отд. древнерус. лит. 1958. Т. XIV. С. 234–240.
6. Матонин В. Морские чудеса преподобных Зосимы и Савватия Соловецких // Альманах «Соловецкое море». 2009. № 8.
7. Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Всероссийская конференция «VII Шукинские чтения». Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. М. 2015. С. 199–202.
8. Шварев С.В., Никонов А.А., настоящий сборник.

Unknown for naturalists medieval written information is introduced in scientific analysis for the first time. It contests memory of eye-witness about outstanding water burst on the White Sea. Typical features and development stages of maremoto and following tsunamis are distinguished and substantiated. The event is the first such a kind of value and importance one within the basin of White Sea, for all observable history. Some sentences as to concern with geological consequences of such a type cataclysm are given additionally in order to be taken into account for research of paleogeographic sense.

**Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Шевченко В.П.,  
Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В.**

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

[novigatsky@ocean.ru](mailto:novigatsky@ocean.ru))

**Особенности вертикальных потоков рассеянного  
осадочного материала в арктическом седиментогенезе  
внутриконтинентальных морей (на примере Белого моря)  
Novigatsky A.N., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Kluyvitkin  
A.A., Kravchishina M.D., Politova N.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Specificity vertical flux of sedimentary material in the Arctic  
sedimentogenesis of the inland seas (the example White Sea  
Basin)**

Ключевые слова: рассеянное осадочное вещество, вертикальные потоки, Белое море, автоматические глубинные седиментационные обсерватории

В исследовании морской седиментации применяется новый подход – исследование рассеянного осадочного вещества в толще воды, полученного седиментационными ловушками, и его сравнение с поверхностным слоем донных отложений. Установлено, что биогенная составляющая вертикального потока осадочного вещества уменьшается на порядок при переходе от рассеянной к концентрированной форме.

*Введение.* Последнее десятилетие в Арктике начали проводиться детальные сопоставления рассеянной формы осадочного вещества (взвеси) в водной толще со связанной его формой – поверхностным слоем донных осадков, т.е. с концентрированной формой осадочного вещества [1]. Морское рассеянное осадочное вещество – биокосное. Оно состоит из живых планктонных организмов, отмерших их остатков, а также частиц минеральной природы (литогенных), местами вулканогенных и аутигенных. Осаждаясь в море, оно проходит несколько водных слоев, отличающихся по процессам, составу и свойствам, а достигнув дна – переходит из рассеянной в концентрированную форму. Таким образом, фиксируется различная по свойствам вертикальная стратификация среды – не только ведущих процессов, но и осаждающегося рассеянного вещества в водной толще [2].

*Материалы и методы.* При изучении осадочного процесса в Белом море удалось совместить экспедиционные исследования на кратковременных станциях со стационарным непрерывным круглогодичным исследованием среды во всей толще вод (поверхность–дно): автоматическими глубинными седиментационными обсерваториями (АГОС) с одновременным исследованием донных осадков, т.е. изучить записи природного самописца

среды и климата в интервале возраста от первых лет (АГОС), до сотен и тысяч лет – донные осадки (рис. 1).

Этот метод впервые дает возможность детально изучить осадочный процесс в самом широком диапазоне не только пространства (все климатические зоны Мирового океана), но и во времени. Количественная сторона осадочных процессов характеризуется двумя показателями: мгновенными концентрациями (мембранная фильтрация, мг/л) и новой динамической единицей – потоком вещества ( $\text{г/м}^2/\text{год}$ ) в ходе непрерывного круглогодичного наблюдения АГОС (длительность наблюдения от месяца, сезона, года, десятилетия) [3–4]. Таким образом, возникла возможность прямого сопоставления рассеянных форм осадочного вещества с концентрированными его формами – донными осадками для всего Мирового океана в пространстве и во времени (до сотен, тысяч, млн. лет). Подробнее методика работ представлена в [5–7].

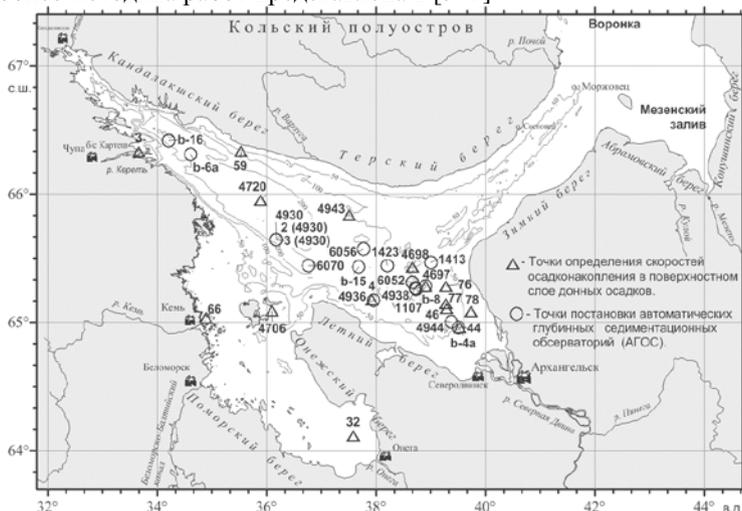


Рисунок 1. Белое море – расположение обсерваторий АГОС годовой экспозиции и точки определения потоков (абсолютных масс) в поверхностном слое донных осадков (скорости седиментации по  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{137}\text{Cs}$  пересчитаны в абсолютные массы [7]).

*Результаты и обсуждение.* Одна из особенностей внутриконтинентальных морей Арктики – открытые недавно нефелоидные слои, которые достигают здесь максимальных масштабов в пространстве и во времени. Они часто наблюдаются круглый год, а в зимний период при формировании морских льдов усиливаются за счет явления каскадинга [8]. Наши многолетние данные по концентрации взвеси (рис. 2а) и величинам потока рассеянного осадочного вещества (рис. 2б) отчетливо фиксируют

устойчивые круглогодичные нефелоидные слои в Белом море. Помимо этого, на схеме (рис. 2б) выделяется область сверхбыстрой седиментации маргинального фильтра р. Сев. Двины, которая четко проявляется как в водной толще (ст. b-4а, 1413), так и в поверхностном слое донных осадков (ст. 44, 78) [10].

Существенные изменения рассеянного осадочного вещества идут в основании деятельного слоя (над слоем скачка плотности) в ходе рециклинга – растворения биогенной части взвеси. Деструкция биогенного вещества усиливается скоплением в этом слое организмов-гетеротрофов и бактерий. Остаточный экспорт (нетто-продукция) первичной продукции, уходящей из деятельного слоя на глубины (пеллетный транспорт, сезонная трансформация пикноклина) оценивается в Белом море примерно 25 г/м<sup>2</sup>/год [1]. Наши многолетние определения вертикального потока, полученные с помощью седиментационных ловушек, установленных ниже слоя скачка (на выходе из деятельного слоя), в среднем составляют 74 г/м<sup>2</sup>/год (рис. 2б), т.е. почти в три раза больше.

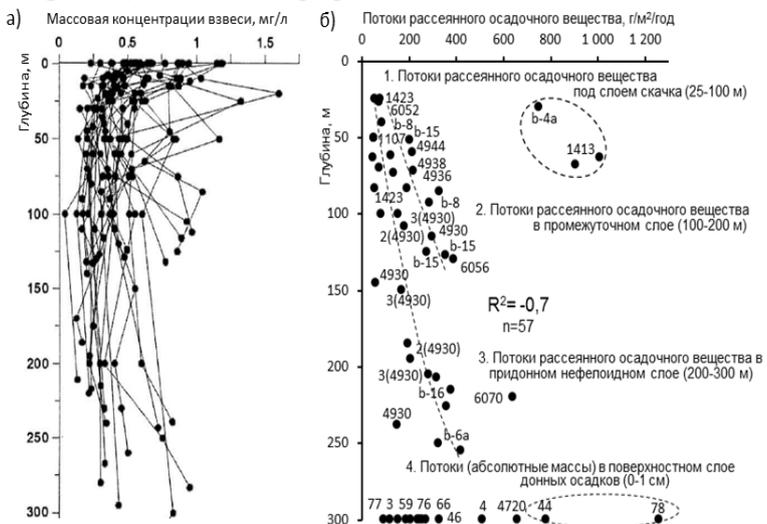


Рисунок 2. Данные на основе многолетних исследований в Белом море: а) вертикальное распределение массовой концентрации взвеси [8]; б) линейная зависимость вертикальных потоков осадочного вещества от глубины (данные АГОС), пунктирными линиями выделена область лавинной седиментации (конус выноса) р. Сев. Двина.

Ниже деятельного слоя в вертикальных потоках вещества пеллетный материал приобретает все большее значение. Часть его (особенно мелкие пеллеты) разрушается в толще вод, создавая «облака» тонкодисперсных частиц. С ростом глубины моря и полной растворения биогенной части

взвесь в потоке становится все более терригенной. Наиболее устойчивые органические соединения поступают как с суши, так и из деятельного слоя (автохтонное планктонное органическое вещество) [10]. Генезис этих двух главных видов  $C_{\text{орг}}$  определяют по изотопному составу [1]. Эти процессы тесно взаимодействуют с деятельностью организмов-фильтраторов зоопланктона, концентраторами осадочного вещества в пеллеты. В промежуточном слое многолетние определения общего вертикального потока нами в среднем оцениваются в  $132 \text{ г/м}^2/\text{год}$  (рис. 2б). Двукратное увеличение потока мы связываем с влиянием придонного нефелоидного слоя.

У дна происходит новое постепенное сгущение рассеянного осадочного вещества: возникает глубинный нефелоидный слой с повышенным содержанием взвеси из-за придонных течений и взмучивания донных осадков, ресуспензии и неосаждения самых тонких частей осадочного вещества под влиянием течений. В этом слое, по нашим многолетним наблюдениям, общий вертикальный поток возрастает до  $354 \text{ г/м}^2/\text{год}$  (рис. 2б).

Донные осадки самого поверхностного слоя – это наиболее обводненная (влажность  $>90\%$ ) и полужидкая их часть, особенно легко взмучивается течениями, силы сцепления между частицами еще очень слабы. Это начало концентрирования и перехода подвижного рассеянного осадочного вещества в более стойкую связную пластичную форму. В концентрированной форме осадочного вещества силы сцепления между частицами усиливаются по мере уплотнения осадка, поры осадка заполнены не морской водой, а иловыми водами. Скорость седиментации (поток) этой концентрированной формы в поверхностном слое осадков достигает  $310 \text{ г/м}^2/\text{год}$  (рис. 2б), что незначительно меньше среднего значения в придонном нефелоидном слое. Это связано с максимальным взаимодействием осадочного вещества с биотой, в осадке происходит переход в растворы из биовзвеси биогенных и иных элементов. Кроме того, процессы рециклинга в поверхностном слое донных осадков идут при самом активном участии бентоса и бактерий (их количество достигает рекордных млн. и даже млрд. кл/см<sup>3</sup> осадка) [10], при этом концентрация  $C_{\text{орг}}$  здесь не более 1% от первичной продукции верхнего слоя вод [1].

*Заключение.* Таким образом, процессы разложения органического вещества наиболее активно идут в двух зонах: 1) верхнем освещенном (деятельном) слое, 2) на границе вода–дно, т.е. в поверхностном слое донных осадков. Количественный переход рассеянных форм осадочного вещества в концентрированные подчиняется линейной зависимости, с локальным максимумом в глубинном нефелоидном слое. Выделяются области сверхбыстрой седиментации – маргинальные фильтры (р. Сев. Двина и др.). Многолетние данные по концентрации взвеси и величинам потока рассеянного осадочного вещества также отчетливо фиксируют

устойчивые круглогодичные нефелоидные слои, т.е. распределение рассеянных форм осадочного вещества (взвеси) в толще вод происходит по новым закономерностям, которые удастся выявлять все более четко.

Обработка и получение материала выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 14-27-00114-П. В рамках Государственного задания ИО РАН на 2017–2018 гг. по теме № 0149-2016-0001 осуществлялась интерпретация полученных данных.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леин А.Ю., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Саввичев А.С., Веслополова Е.Ф., Мицкевич И.Н., Ульянова Н.В., Шевченко В.П., Иванов М.В. // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 115–145.
2. Лисицын А.П. Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Под общ. ред. чл.-корр. РАН Л.И. Лобковского и академика Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
3. Лисицын А.П., Кравчишина М.Д., Копелевич О.В., Буренков В.И., Шевченко В.П., Вазюля С.В., Ключиткин А.А., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шебестов С.В. // ДАН. 2013. Т. 453. № 4. С. 440–445.
4. Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Ключиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П. // Система Белого моря. Т. 3. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения. М.: Науч. мир, 2013. С. 201–291.
5. Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Шевченко В.П., Ключиткин А.А., Кравчишина М.Д., Филиппов А.С., Политова Н.В. // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 355–359.
6. Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Ключиткин А.А. // ДАН. 2015. Т. 465. № 2. С. 229–234.
7. Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Алиев Р.А., Шевченко В.П., Ключиткин А.А., Кравчишина // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 489–493.
8. Кравчишина М.Д., Лисицын А.П., Ключиткин А.А., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П. // Система Белого моря. Т. III. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения. М.: Научный мир, 2013. С. 103–121.
9. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 306 с.
10. Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Саввичев А.С., Кравчишина М.Д., Беляев Н.А., Дара О.М., Поняев М.С., Захарова Е.Е., Розанов А.Г., Иванов М.В., Флинт М.В. // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 643–679.

A new approach using dispersed organic matter of the water column in sedimentation traps in comparison with the surface layer of the bottom sediments is applied in study of marine sedimentation. It is shown that the biogenic constituent of the flux decreases by an order of magnitude at its transition from dispersed to concentrated forms.

**Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н.**

(МГУ Географический ф-т, г. Москва, e-mail: [t-repkina@yandex.ru](mailto:t-repkina@yandex.ru))

**Динамика берегов Горла Белого моря в районе м. Инцы**

**Repkina T.Yu., Lugovoy N.N.**

(Moscow State University, Faculty of Geography)

**Dynamics of the coasts of the Gorlo of the White Sea in the vicinity of the Cape of Intsy**

Ключевые слова: береговая зона, морфо- и литодинамика, мониторинг, Белое море

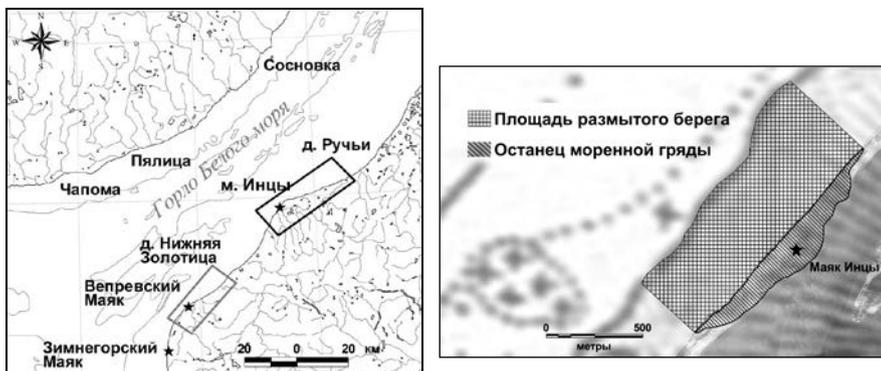
Динамика берегов Горла Белого моря изучена на основе обработки карт, космических снимков и результатов полевых наблюдений (1830–2016 гг.).

Горло Белого моря – один из наиболее трудных для мореплавания районов акватории. Активное разрушение восточного берега пролива угрожает существованию маяка Инцы, действующего с 1900 г.

Динамика берегов района ранее рассматривались в рамках региональных исследований [1, 2]. В июле-августе 2016 г. впервые изучены строение и современная динамика восточного берега Горла Белого моря в районе м. Инцы (~37 км), что продолжает крупномасштабные исследования на берегах пролива [3] (рис.). Полевые работы включали вдольбереговые маршруты с описанием морфологии и состава наносов береговой зоны (БЗ), составлением карты морфодинамики берегов. В районе маяка Инцы измерено положение бровки берегового уступа (~1.3 км) относительно сети неподвижных реперов; с помощью эхолота Lowrance LMS-480 (частота излучения импульса 200 кГц, точность измерения глубин на малой воде 0.1 м) получены данные о строении рельефа подводного берегового склона (ПБС). Сопоставление результатов полевых измерений с изображениями берега на разновременных картах и космических снимках (КС) позволило дать приближенную количественную оценку темпов отступления берега за 1832–2016 гг. и прогноз его развития в ближайшие десятилетия.

Восточный берег Горла Белого моря подвержен интенсивному ветроволновому воздействию. По данным моделирования высота волн закономерно уменьшается от границ пролива с Воронкой и Бассейном к его центральной и наиболее узкой части – м. Инцы [4]. Данные наблюдений на береговых ГМС подтверждают результаты моделирования. На ГМС Инцы средняя месячная высота волн (1955–1997 гг.) была больше 1 м в 10.7% случаев, и не превышала 1.5 м. При этом на ГМС Зимнегорский Маяк и Моржовец повторяемость волн высотой >1 м составила 15.6% и 10.2%; высота волн достигала 2.1–5.0 м (1.6% случаев) и 2.1–3.5 м (0.4% случаев) соответственно. Максимальная за месяц высота волн на ГМС Инцы изменялась от 0.3–0.5 м (7.3% случаев, март–май), до 3.0–3.1 м (0.6%, декабрь), составляя преимущественно (72.1%) 1.1–2.0 м; преобладали Ю и

ЮЗ, а летом – СВ и ЮЗ ветры; они же были наиболее сильными. Максимальная измеренная скорость ветра – 34 м/с [5].



А

Б

Рисунок. Положение района исследования (А: черный контур – данная работа, серый – [3]) и отступление берегового уступа у маяка Инцы за 184 года по данным совмещения фрагмента навигационной карты съемки 1829–1832 г. [7] и полевых измерений (Б)

Средняя высота приливов 1.7–2 м, скорости приливных течений на дне пролива – до 1.0–1.2 м/с. Плавучие льды присутствуют с конца ноября – начала декабря до конца мая, припай – с середины января до начала мая [4]. Припай неустойчив, торосист, часто эродировывает берег.

Конфигурацию береговой линии контролирует ССВ-СВ простирание моренных гряд невосковой стадии деградации оледенения, развитых на дне пролива и прибрежной суши [8]. Ледниковые валунные суглинки полностью слагают береговые уступы или залегают на микулинских морских песках; на ряде участков перекрыты озерно-ледниковыми и флювиогляциальными песками и супесями, морскими и золовыми песками, а также торфом [8].

Распределение берегов разных типов (табл.) обусловлено волновой нагрузкой и литологией береговых уступов. Динамика берегов оценена путем сопоставления топографических карт и КС за ~30 лет. На СВ участка (р. Ручьи – р. Спенская) и к ЮЗ от маяка Инцы береговая линия практически прямолинейна, господствуют абразионные и абразионно-оползневые берега с уступами высотой от 2–3 до 36 м, в устьях рек развиты песчаные и песчано-галечные косы. В центре участка расположен протяженный аккумулятивный выступ с вершиной у м. Инцы, сформировавшийся в зоне конвергенции потоков наносов в тылу частично размытой моренной гряды, на которой стоит маяк Инцы. Близкая по строению, аккумулятивная форма описана в районе м. Вепревский [3].

Берега *абразионного типа* развиты там, где в основании береговых

уступов выходят подморенные пески, и/или воздействие волн на береговые уступы наиболее интенсивно. Абразионные берега подразделены на 3 подтипа (табл.). *Абразионные активные* берега характеризуются свежими крутыми до отвесного, высоко динамичными уступами размыва, с осыпями, обвалами и оплывинами. Скорость отступления берегового уступа – первые метры в год. *Абразионным относительно стабилизированным* берегам, свойственны выположенные до 25–30° уступы размыва, заросшие травой и кустарниками. Интенсивность склоновых процессов на береговых уступах ниже, преобладает оплывание. Скорость отступления <1 м/год. *Абразионные берега с прислонённым штормовым валом* выделяются по наличию у подножия берегового уступа хорошо развитого штормового вала, сложенного песком и галькой, обильно насыщенного бревенчатым плавником. Валы формируются в сильные и экстремальные штормы и защищают основание клифа от штормов слабой и средней силы. Скорость отступления <1 м/год. На *абразионно-оползневых* берегах береговой уступ представляет собой сплошное чередование оползневых цирков, и формируется, главным образом, комплексом оползневых процессов (блоковые оползни, оплывины, и др.). У подножия развиты оползневые тела и шлейфы, местами – оползневые терраски, защищающие уступ от воздействия умеренных штормов. Скорость отступления – около 1 м/год.

Таблица. Типы берегов района исследования

| Типы берегов   | Кол-во участков | Протяженность |      |
|--|-----------------|---------------|------|
|  |                 | км            | %    |
| 1. Аккумулятивные:                                     | 12              | 15.1          | 40.8 |
| 1.1. <i>Пляжевые, стабильные</i>                       | 1               | 3.7           | 10.0 |
| 1.2. <i>Приустьевые косы, стабильные</i>               | 4               | 2.4           | 6.5  |
| 1.3. <i>Размыв аккумулятивных форм</i>                 | 7               | 9             | 24.3 |
| 2. Абразионные   | 19              | 13.2          | 35.7 |
| 2.1. <i>Абразионные, активные</i>                      | 11              | 8.3           | 22.4 |
| 2.2. <i>Абразионные относительно стабилизированные</i> | 4               | 3.1           | 8.4  |
| 2.3. <i>Абразионные с прислонённым штормовым валом</i> | 4               | 1.8           | 4.9  |
| 3. Абразионно-оползневые                               | 7               | 8.8           | 23.7 |

На абразионном берегу в створе останца моренного холма, где расположен маяк Инцы, за 1832–2016 гг. (за 184 года) отступление берега составило в среднем 450 м, а средняя скорость отступления берега – 2.4 м/год; размытая площадь холма ~58 га (рис.). По результатам сравнения

положения береговой линии на КС съемки 2009 г и инструментальных измерений 2016 г. средняя скорость отступления берега также составила 2.4 м/год (за 7 лет). При этом на разных створах участка средняя скорость отступления береговой линии (уровня сизигийного прилива) меняется в пределах 1.3–2.8 м/год, а скорость отступления бровки клифа в тех же створах – 0.9–3.2 м/год. Различия скоростей вызваны влиянием оползневых процессов. На береговом уступе останца выделяются 2 участка, пораженных оползнями (общей длиной 800 м) и 3 – свободных от оползней (всего 500 м). Максимальные скорости отступления бровки клифа достигаются на оползневом участке в центральной части останца, в районе маяка. Минимальные скорости отмечены на безоползневых участках.

Характерными чертами абразионных и абразионно-оползневых берегов района являются аномально для берегов этого типа широкие (десятки метров) песчаные и галечно-песчаные пляжи и наличие на осушке и ПБС песчаных береговых валов, что связано со значительными объемами поступления в БЗ песков от размыва береговых уступов. На СВ участка береговые уступы перекрыты золовыми песками мощностью до 1.5–2 м, сформировавшимися за счет выноса наносов с пляжей. Наибольшую (до 4–5 м) мощность имеет золовый чехол, перекрывших моренную гряду у р. Спенская, на границе абразионного участка с аккумулятивным выступом. К ЮЗ от аккумулятивного выступа мощность золовых песков резко падает.

*Аккумулятивные приустьевые формы* формируются в устьях рек со значимым твердым стоком и служат индикаторами направления и объемов потоков наносов. У СВ границы участка, в устье р. Ручьи, развита наиболее крупная (>700 м при ширине >200 м) песчаная коса, ориентированная на ЮЗ. Судя по наличию на ПБС и осушке серии песчаных подводных валов, активна аккумуляция наносов. Однако в многолетнем плане береговая линия стабильна. К ЮЗ от аккумулятивного выступа (рр. Бол. Инцы и Мал. Инцы) косы ориентированы на СВ, имеют меньшие (до 200 м при ширине до 50 м) размеры. На СВ ориентирована и коса р. Казама (м. Инцы).

В пределах аккумулятивного выступа мыса Инцы преобладают *берега с размываемыми аккумулятивными террасами* (табл.). Для них характерен чёткий уступ размыва высотой 1.5–2 м, сложенный песчаными морскими и золовыми отложениями с прослоями торфа, обильно насыщенными плавником. На осушке местами встречены выходы суглинистого (моренного) бенча, т.е. терраса цокольная, а морские отложения маломощны. Таким образом, из 13 км берегов аккумулятивных террас (табл.) в настоящее время 9 км подвержены размыву. Берег отступает неравномерно и относительно быстро (около 1 м/год), однако точность определения темпов размыва ограничена характером изображения песчаных поверхностей на КС. *Аккумулятивный стабильный берег* развит на небольшом участке на СВ границе аккумулятивного выступа в зоне конвергенции потоков наносов. Морфология берега свидетельствует о

стабильности аккумулятивных процессов, однако в многолетнем плане выдвижения берега не наблюдается. К этому участку приурочена наибольшая мощность эолового чехла на береговых уступах и дюнные массивы на моренных грядах. Ориентировка наиболее крупных массивов и отдельных дюн указывает на преобладание переноса к Ю и ЮВ от берега, что согласуется с направлением сильных летних ветров [5].

*Выводы.* 1. Конфигурацию берега контролирует простираение моренных гряд. 2. Господствуют процессы разрушения берегов, в том числе низких аккумулятивных террас. 3. Скорость отступления береговых уступов от <1 до 2.4 м/год; при сохранении многолетних (184 года) тенденций отступления берега маяк Инцы будет разрушено через 25 лет. 3. Потоки наносов, благодаря большому объему песков, поступающих с береговых уступов, мощные; направлены согласно распределению волновой активности, от границ участка к его центру. 4. В зоне конвергенции потоков наносов берег аккумулятивный, стабильный; выдвижения береговой линии не происходит за счет эолового выноса песков из береговой зоны.

Работы выполнены по теме ГЗ АААА-А16-116032810089-5 при поддержке проекта РФФИ 16-05-00262.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Суздальский О.В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. 1974. Вып. 3. С. 27–30.
2. Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. Геоморфология дна и берегов Белого моря // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2005. № 3. С. 54–62.
3. Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю., Кунгаа М.Ч. и др. Морфодинамика Зимнего берега Белого моря – от голоцена до наших дней // Геология морей и океанов: Т. III. М.: ГЕОС, 2015. С. 276–280.
4. Архипкин В.С., Добролюбов С.А., Мысленков С.А., Кораблина А.Д. Волновой климат Белого моря // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики / Под ред. С. А. Сократова. Т. 1. Лига-Вент, Москва, 2015. С. 48–58.
5. Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Белое море. (URL: <http://www.esimo.ru/atlas/Beloe> (дата обращения: 10.09.2017)).
6. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1000000. Третье поколение. Лист Q-37 с акваторией (Архангельск). Объяснительная записка. СПб.: МАГЭ, ВСЕГЕИ, 2012. 338 с.
7. Атлас Белого моря сост. при гидрографическом депо Главного Морского Штаба Его Императорского Величества, по наблюдениям и промеру произведенным с 1827 по 1833 год под начальством капитан-лейтенанта Рейнеке. Лист. 7. 1833 г.

Dynamics of the coasts of the Gorlo of the White Sea studied from the data of maps, space images and field measurements (1830–2016).

**Репкина Т.Ю.<sup>1</sup>, Зарецкая Н.Е.<sup>2</sup>, Шилова О.С.<sup>1</sup>, Луговой Н.Н.<sup>1</sup>, Садков С.А.<sup>3</sup>, Зверев А.В.<sup>3</sup>, Воловинский И.В.<sup>1,3</sup>, Гурбич В.А.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>МГУ Географический ф-т, Москва, <sup>2</sup>ГИН РАН, Москва, <sup>3</sup>ИГЭ РАН, Москва, <sup>4</sup>ИВПС КНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: [t-repkina@yandex.ru](mailto:t-repkina@yandex.ru)

## **Морфодинамика берегов Горла Белого моря в районе м. Инцы в голоцене**

**Repkina T.Yu.<sup>1</sup>, Zaretskaya N.E.<sup>2</sup>, Shilova O.S.<sup>1</sup>, Lugovoy N.N.<sup>1</sup>, Sadkov S.A.<sup>3</sup>, Zverev A.V.<sup>3</sup>, Volovinsky I.V.<sup>1,3</sup>, Gurbich V.A.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Moscow State University, Faculty of Geography, <sup>3</sup>GIN RAS, <sup>3</sup>IEG RAS, <sup>4</sup>KarRC RAS)

## **Morphodynamics of the coasts of the Gorlo of the White Sea in the vicinity of the Cape of Intsy in the Holocene**

Ключевые слова: берег, морфодинамика, голоцен, хронология, Белое море

По данным геоморфологического и георадарного профилирования, диатомового анализа и радиоуглеродного определения возраста отложений выделены основные этапы переработки в береговой зоне ледникового рельефа восточного побережья Горла Белого моря в районе м. Инцы.

История развития рельефа восточного берега Горла Белого моря изучена неравномерно. Прибрежная суша до 66° с.ш. охвачена геологической съемкой масштаба 1:200000 (Государственная..., 1993); севернее – масштаба 1:1000000 (Государственная..., 2012). Полнее представлены сведения о строении дна пролива (Невеский и др., 1977, Соболев и др., 1995, Рыбалко и др., 2009, Государственная..., 2012).

В 2016 г. проведены полевые исследования побережья от р. Ручьи до р. Мал. Инцы (рис.), продолжающие работы по изучению палеодинамики Зимнего берега (Сафьянов и др., 2015, Репкина и др., 2017).

Цель работ: пространственная и хронологическая реконструкция динамических обстановок в береговой зоне района в голоцене.

В ходе полевых работ проведены геоморфологическое и георадарное профилирование (~20 км) приморских террас, изучено строение голоценовых отложений в разрезах береговых уступов (110 разрезов) и скважинах ручного бурения (27 скважин). Из 21 разреза и 12 скважин отобраны 36 образцов на радиоизотопный и 144 – на диатомовый анализы. К настоящему времени получены 23 радиоуглеродные даты, охватывающие период от 8990±50 <sup>14</sup>C лет до современности, и выполнен диатомовый анализ 4 разрезов (38 образцов).

Район работ расположен в краевой зоне невской стадии деградации оледенения (Ekman, Iljin, 1997, Demidov et al., 2006). Предполагается, что фронт ледника пересекал здесь Горло Белого моря и в районе д. Сосновка

выходил на Терский берег (Государственная..., 2012). Краевые образования – группы вытянутых на ССВ-СВ узких (ширина гребней – 100–150 м) гряд относительной высотой до 50-60 м (абс. до 80–90 м), отчетливо выражены на правом берегу р. Ручьи в 9 км выше ее устья. В прибрежной полосе моренные гряды (абс. отметки 8–14 м) выходят на дневную поверхность в тылу и на ЮЗ оконечности аккумулятивного выступа между избой Спенская и маяком Инцы. Поверхности гряд частично оглажены морем, перекрыты принесенными с пляжей золовыми песками, образующими дюны, и/или озерно-болотными отложениями. Наличие гряд изменило ход береговых процессов, предопределив положение крупной зоны прибрежно-морской аккумуляции на абс. отметках до 3 м.



Рисунок. Карта фактического материала (1 – линии маршрутов и профилей, 2 – точки наблюдений, 3 – разрезы, 4 – скважины ручного бурения).

К С и Ю от аккумулятивного выступа абс. отметки 20–40 м занимают полого-увалистые и грядово-ложбинные поверхности, сложенные валунными суглинками или пылеватыми флювиогляциальными или озерно-ледниковыми песками. На высотах до 20 м отмечены признаки переработки рельефа ледникового комплекса – террасовидные поверхности, чехол которых относят к морским осадкам аллерёда – дриаса (на абс. отметках выше 4 м) и голоцена (на высотах до 4 м) (Государственная..., 1993, 2012).

Современные прибрежно-морские формы занимают абс. отметки до 1-2 м. До отметок ~1 м воздействие моря регулярно, на больших высотах ощущается в штормовые нагоны; в эстуарных устьях рек уровень воды существенно повышается в половодья. Берег имеет аккумулятивный облик в зоне конвергенции потоков наносов на СВ аккумулятивного выступа и в устьях рек. Современная морская терраса шириной  $\leq 20-50$  м и приустьевые косы сложены, в основном, мелкими и средними песками, существенно переветаны. Лайды, формирующиеся в тылах кос, сложены мелкими песками с остатками и прослоями плохо разложившейся галофильной растительности и суглинков, перекрыты торфянистыми отложениями,

насыщенными навееянным песком. На высокой лаиде в устье р. Казама (абс. высота 2 м), из верхней пачки песков с растительными остатками (0.13–0.17 м, абс. ~1.8 м) получена современная дата (ГИН-15567).

Абс. отметки 2.5–3 м на участке от избы Спенская до р. Бол. Инцы занимают широкие (до 4 км) морские и аллювиально-морские аккумулятивные террасы, вложенные между моренными грядами. Морская терраса образует аккумулятивный выступ, созданный потоком наносов с генеральным направлением близким современному (СВ-ЮЗ). Она состоит из двух практически одновысотных генераций береговых валов с заболоченными межваловыми понижениями. Валы сложены мелкими песками с гравием и галькой, в результате интенсивной дефляции часто бронированы гравийно-галечными отморстками. Аккумулятивные формы внешней генерации параллельны береговой линии, образуют серии кос, направленных, как и в современной береговой зоне, на ЮЗ. Внутренняя генерация состоит из ориентированных под углом к берегу дисталей кос, нараставших с СВ на ЮЗ и затем срезанных при формировании внешней генерации. В межваловом понижении, разделяющем наиболее молодые дистали, из суглинистых песков с органическими остатками с глубины 0.4–0.47 м (абс. высота ~2 м), залегающих под сфагновым торфом и навееянными песками, получена дата  $3200 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  лет (ГИН-15566).

К югу от аккумулятивного выступа, в волновой тени моренной гряды, морская терраса с отчетливыми формами берегового рельефа сменяется плоской, заболоченной поверхностью палеозалива – полузамкнутого эстуария рек Северная и Бол. Инцы. Поверхность террасы осложнена вытянутыми с ЮЗ на СВ перевееянными песчаными грядами высотой 1–3 м, остаточными озерами, отмершими и отмирающими протоками, соединявшими устья рек на заключительных этапах зарастания залива. В одной из скважин бурового профиля, заложенного вкрест простирания залива, в основании чехла террасы на глубине 1.92–1.99 м (абс. высота ~0.6 м) вскрыт черный разложившийся торф с линзами сизо-серого опесчаненного суглинка, подстилаемый такими же суглинками с редким гравием. По торфу получена дата  $8450 \pm 110$   $^{14}\text{C}$  лет (ГИН-15568). Выше залегают горизонтально слоистые сизо- и зеленовато-серые суглинки и супеси мощность до 0.5–0.6 м, перекрытые торфом мощностью  $\leq 1.5$  м, который иногда включает прослой (0.3–0.6 м) золовых песков. С северо-запада на юго-восток, от моренного холма к оси залива, дренируемой отмирающей протокой, возраст подошвы торфа уменьшается от  $1140 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  лет (ГИН-15569) до  $550 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  лет (ГИН-15570), а у восточного борта эстуария составляет  $2160 \pm 90$   $^{14}\text{C}$  лет (ГИН-15561). Подошва торфа расположена на абс. отметках 1.35–1.85 м, т.е. на высотах, доступных современным экстремальным нагонам и/или паводкам.

Вблизи ЮЗ устья палеозалива разрез террасы, вскрытый береговым уступом р. Бол. Инцы (абс. высота 2.4 м), иной. Под золовыми песками

(глубина 0–0.7 м) залегает оторфованный песок (0.7–0.98 м), подстилаемый переслаиванием песков и торфа (0.98–1.39 м). Из верхней пачки торфа с глубины 1.0–1.02 м (абс. высота ~1.4 м) получена дата 1780±70 <sup>14</sup>C лет (ГИН-15551), из нижней (1.32–1.39 м, абс. высота ~1.0 м) – 4190±40 <sup>14</sup>C лет (ГИН-15552). Ниже залегают сизовато-серые суглинистые пески (1.39–1.51 м), подстилаемые алевритом того же цвета с редкой дресвой (1.51–1.65 м). Алевриты содержат единичные створки *Paralia sulcata* плохой сохранности. В суглинистых песках и подошве торфянистых отложений диатомовые ассоциации включают створки преимущественно морских видов (*Paralia sulcata*, *Scolioneis tumida*, *Delphineis surirella* и др.) и единичные створки пресноводных диатомей *Pinnularia* spp., *Eunotia praerupta*, что говорит о накоплении отложений в прибрежно-морских условиях. Оторфованный песок в подошве (абс. высота ~1.4 м) содержит пресноводные и единичные обломки морских диатомей, выше – исключительно пресноводные болотные виды *Pinnularia* spp., *Eunotia* spp., *Hantzschia amphyoxis*, что говорит о смене обстановок осадконакопления и формировании торфяника, не испытывающего влияния морских вод. Смена диатомовых ассоциаций была довольно быстрой, но перерыва в осадконакоплении не было. Это может свидетельствовать о незначительном понижении уровня моря, но может иметь и гидродинамические причины. Золотые пески содержат обломки створок пресноводных диатомей *Pinnularia* spp.

Терраса высотой 4–5 м отделена от нижележащих отчетливым абразионным уступом, в устьях рек имеет мощный аккумулятивный чехол, на склонах моренных гряд в районе избы Спенская – цокольная, представляет собой серию заболоченных ванн, разделенных перевеянными песчаными грядами, возможно - береговыми валами. В устье р. Мал. Инцы (абс. высота 4.5 м) под торфом мощностью 0.9 м вскрыты слоистые пески, в верхней (0.9–1.17 м) части с прослоями оторфованного суглинка. Возраст подошвы суглинистых песков (абс. высота ~3.3 м) – 6292±80 <sup>14</sup>C лет (ГИН-15559). В интервале (1.17–2.86 м) диатомеи в песках обильны и представлены разнообразными морскими и солоноватоводными видами *Scolioneis tumida*, *P. sulcata*, *Rhabdonema arcuatum*, *Tryblionella* spp. и др. Выше концентрация диатомей невысокая, таксономическое разнообразие резко сокращается, доминирует *Paralia sulcata*, что, как и состав отложений, говорит об относительном понижении уровня моря. В районе избы Спенская на террасе той же высоты (4.5 м) морские пески сменяются озерно-болотными и золотыми отложениями на абс. отметках ~3.8 м; возраст контакта - 4150±40 <sup>14</sup>C лет (ГИН-15565).

Террасовидные поверхности на абс. отметках 6–20 м образуют на открытых берегах серии разделенных уступами ступеней, примыкающих, постепенно повышаясь, к моренным грядам, а на удалении от моря занимают понижения между ними. На георадарных профилях видна грядовая кровля морены; ложбины и депрессии между грядами заполнены

горизонтально слоистыми толщами. В разрезах вскрытых береговыми уступами ложбин под дерниной и/или золовыми песками залегают торф мощностью до 3.5 м, перекрывающий горизонтально слоистые пески, супеси и суглинки, иногда сапропель. В основании разрезов вскрываются ледниково-морские (по Государственная..., 2012) сизо-серые глинистые пески и суглинки с гравием и галькой различной окатанности или валунные суглинки с признаками перемыва в кровле. Возраст подошвы торфа чаще раннеголоценовый - 8350±40 (ГИН-15557) – 8990±50 (ГИН-15550) <sup>14</sup>С лет, однако получены и более молодые даты – например, 6820±90 (ГИН-15564, абс. высота ~7 м) и 2750±40 (ГИН-15556, абс. высота ~5 м). Диатомеи в минеральных горизонтах часто отсутствуют. В разрезах ложбин на отметках 6–7 м и 10–11 м диатомовые ассоциации представлены пресноводными озерными и болотными видами. На абс. отметках 5.0–5.1 м и ~6.6 м выявлены признаки, характерные для палеопочв.

На основе полученных к настоящему времени данных можно сделать следующие предварительные выводы. Поверхности на отметках 6–20 м сформировались в результате заполнения понижений между моренными грядами осадками бассейна с относительно ослабленной гидродинамикой; их возраст окончательно не установлен. В разрезах на высотах 6–7 и 10–11 м обнаружены пресноводные озерные и болотные диатомеи. Террасы высотой 4–5 м сформировались во время атлантического оптимума голоцена при относительном уровне моря выше современного и, вероятно, более мощных потоках наносов. Террасы высотой 2.5-3 м развивались с суббореала; когда относительный уровень моря, возможно, немного превышал современный, а направления потоков наносов были близки современным. К СВ от моренной гряды маяка Инцы в результате разгрузки мощного потока наносов с СВ на ЮЗ нарастали косы, отчленявшие широкий залив в понижении между грядами. Позже ~3.2 тыс. <sup>14</sup>С л.н., вероятно, из-за изменения волнового режима, аккумулятивные формы были частично смыты, и динамика берега стала практически идентична современной. У ЮЗ оконечности гряды вход в залив был полностью или частично замкнут косой, впоследствии смытой, в тылу которой 4.2–1.8 тыс. <sup>14</sup>С л.н. формировалась лаида. Залив зарастал в направлении от берегов к оси; окончательное замыкание проток, соединявших реки Северная и Бол. Инцы произошло в последние сотни лет.

Работы выполнены по темам ГЗ АААА-А16-116032810089-5, АААА-А16-116032810055-0 при частичной поддержке проектов РФФИ 16-05-00262, 15-05-04948, 14-05-00549, 17-05-00706.

According to the data of geomorphological and georadar profiling, diatom analysis and radiocarbon age determination of sediments, the main stages of processing in the coastal zone of the glacial relief of the eastern coast of Gorlo the White Sea the vicinity of the Cape of Intsy have been identified.

**Стародымова Д.П., Шевченко В.П.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: [d.smokie@gmail.com](mailto:d.smokie@gmail.com))

**Рассеянное осадочное вещество в атмосфере и природных архивах побережья Кандалакшского залива Белого моря**  
**Starodymova D.P., Shevchenko V.P.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Dispersed sedimentary matter in atmosphere and natural archives of the Kandalaksha Bay coast of the White Sea**

Ключевые слова: аэрозоли, тяжелые металлы, атмосферный перенос, донные осадки озер, ИСП-МС

Микроэлементный состав двух размерных фракций приземных аэрозолей, отобранных летом и осенью 2013 г. на побережье Кандалакшского залива, был сопоставлен с составом природных архивов эолового материала (нерастворимое вещество снега и донные осадки озер). Сравнение показало, что аэрозоли значительно обогащены тяжелыми металлами.

Атмосферный путь играет важную роль в переносе загрязняющих веществ в районы, удаленные от локальных источников антропогенного воздействия [1, 2]. Ранее было показано, что атмосферный путь поступления является основным для некоторых элементов и вносит значительный вклад в морское осадконакопление [3, 4] Начиная с 2010 г. в окрестностях Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцова МГУ ведутся практически круглогодичные исследования аэрозолей [5, 6]. Пробы аэрозолей отбираются путем фильтрации большого объема воздуха, насос оборудован импактором, благодаря которому разные фракции аэрозоля (менее 2.5 и 2.5–10 мкм) оседают на разные фильтры.

Место пробоотбора аэрозолей располагается в лесном районе вблизи побережья Кандалакшского залива. Главным региональным поставщиком антропогенного аэрозоля является металлургическое производство в Мончегорске в 150 км от точки наблюдений.

Поскольку состав и концентрация аэрозолей характеризуются значительной временной изменчивостью, которая определяется метеорологическими условиями, данные по аэрозолям были дополнены данными по естественным архивам эолового вещества. Изучение природных архивов проводятся на побережье Белого моря с 2006 г. и включают в себя исследования нерастворимого вещества снежного покрова [7] и донных осадков озер [8].

Пробы аэрозолей (две фракции) были отобраны летом и осенью (после становления снежного покрова) 2013 г. Для элементного анализа кусочки фильтров были разложены смесью концентрированных кислот и

проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). В данной работе впервые был проанализирован элементный состав более грубозернистой фракции аэрозоля (2.5–10 мкм) и проведено сравнение как с элементным составом тонкой фракции, так и естественных архивов.

Результаты анализов показали, что металлы в «грубозернистой» фракции характеризуются существенно более высокой концентрацией, за исключением висмута, который тяготеет к более тонкой фракции, и большим разбросом значений, что определяется значительным влиянием местной пыли. Для обеих фракций характерно снижение концентраций в снежный сезон, однако для «грубой» фракции это снижение проявляется значительно сильнее. Доля тонкой фракции в материале РМ10 в летнее время варьирует от 9% для стронция и лантана до 79% для висмута. В зимнее время доля тонкой фракции увеличивается практически для всех металлов. Корреляционный анализ элементов из «грубой фракции» показал, что все элементы связаны между собой значимыми коэффициентами корреляции, в отличие от тонкой фракции, для которой характерна группировка элементов.

Сравнение с аэрозолями, отобранными в лесном фоновом районе Финляндии, показывает, что в районе БЭС МГУ существенно более высокие концентрации рассматриваемых элементов в аэрозолях (таблица). Если более высокая концентрация титана во фракции РМ10 на БЭС МГУ может быть объяснена более высокой пылевой нагрузкой, то повышенные концентрации меди объясняются близостью Мончегорского медно-никелевого комбината.

Таблица. Концентрации элементов в разных фракциях летних аэрозолей в окрестностях БЭС МГУ и в Финляндии (нг/м<sup>3</sup>)

|                             | Фракция | Ti   | Cu   | Pb   |
|-----------------------------|---------|------|------|------|
| Хиитъяла (Финляндия)<br>[9] | PM10    | 5.7  | 0.67 | 1.45 |
|                             | PM2.5   | 0.92 | 0.34 | 1.59 |
| БЭС МГУ                     | PM10    | 14.8 | 4.6  | 5.9  |
|                             | PM2.5   |      | 0.8  | 0.4  |

Для оценки воздействия источника вещества, отличного от литогенного были рассчитаны коэффициенты обогащения (КО):

$$КО = (\text{Эл.}/\text{Ti})_{\text{проба}} / (\text{Эл.}/\text{Ti})_{\text{з.к.}}$$

где Эл./Ti – это отношения концентрации элемента к концентрации титана в пробе и в земной коре [10] соответственно.

Значения коэффициентов обогащения (КО) в тонкой фракции аэрозоля значительно выше, чем в «грубой», однако в зимнее время в «грубой»

фракции значения КО для элементов, обычно ассоциирующихся с антропогенными примесями, возрастают (рис. 1), что связано с падением доли литогенной пыли в аэрозолях.

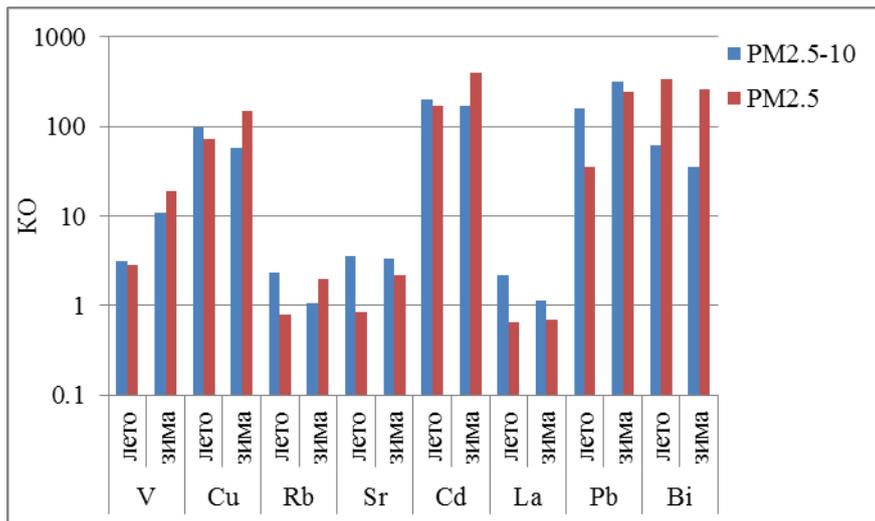


Рисунок 1. Коэффициенты обогащения микроэлементами в разных фракциях аэрозоля в разное время года

Было проведено сравнение элементного состава аэрозольной фракции PM10 и естественных архивов золотого вещества, отобранных также в окрестностях ББС МГУ: нерастворимого вещества снега, отобранного в 2016 [7], и верхнего слоя донных осадков озера Верхнее Ершовское [8]. Степень обогащения тяжелыми металлами (Cu, Cd, Pb, Bi) аэрозолей приблизительно на порядок выше обогащения природных архивов (рис. 2), что объясняется существенным разбавлением вещества природных архивов литогенным и биогенным материалом. Таким образом, основным носителем металлов, ассоциирующихся с антропогенным воздействием, является фракция аэрозолей PM10.

Принимая во внимание значительную обогащенность аэрозолей тяжелыми металлами по сравнению с литогенным источником, можно оценить долю аэрозольного материала в природном архиве, представив состав природного архива как результат смешения двух крайних слагаемых – литогенного [10] и аэрозольного. Таким образом, можно вычислить, что вклад аэрозольного материала в содержание меди, свинца и висмута в донных осадках озера Верхнее Ершовское составляет 31, 14 и 9% соответственно. А вклад аэрозолей в содержание этих металлов в снеге – 17, 35 и 33%.

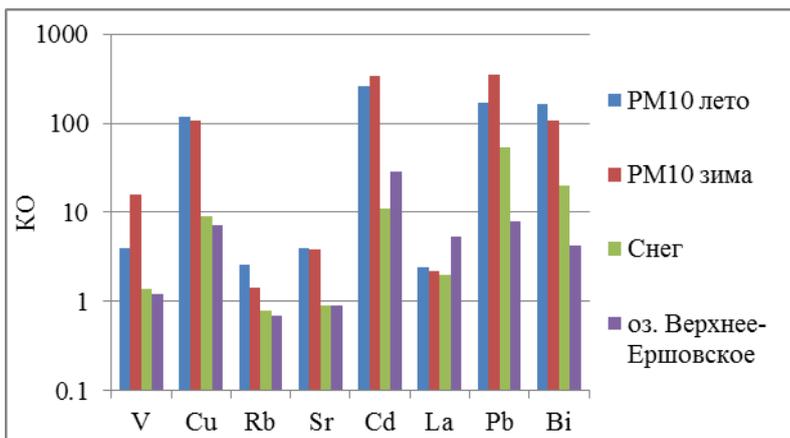


Рисунок 2. Коэффициенты обогащения микроэлементами аэрозолей и природных архивов золотого вещества

Тонкая фракция аэрозолей (<2.5 мкм) менее подвержена сезонным изменениям концентраций, в отличие от фракции аэрозолей размером 2.5–10 мкм, что объясняется влиянием местной пыли в летний период. Для большинства рассматриваемых микроэлементов доля более грубозернистой фракции в аэрозоле PM10 является преобладающей (за исключением висмута). Тонкая фракция аэрозолей значительно обогащена тяжелыми металлами по сравнению с литогенным веществом, обогащение тяжелыми металлами более грубой фракции аэрозоля возрастает в зимний период. При оседании аэрозолей происходит разбавление материала PM10 литогенным веществом, поэтому КО тяжелыми металлами в природных архивах золотого вещества ниже.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за ценные советы, директору ББС МГУ А.Б. Цетлину и сотрудникам ББС МГУ В.П. Сивонен и В.В. Сивонену за содействие при отборе проб. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 14–27–0014–П).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barrie L.A., Barrie M.J. Chemical components of lower tropospheric aerosols in the high Arctic: Six years of observation // *Journal of Atmospheric Chemistry*. 1990. V. 11. Iss. 3. P. 211–226.
2. Виноградова А.А. Микроэлементы в составе арктического аэрозоля (обзор) // *Известия АН. Физика атмосферы и океана*. 1993. Т. 29. №4. С. 437–456.
3. Лисицын А.П. Аридная седиментация в Мировом океане: Рассеянное осадочное вещество атмосферы // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 10. С. 1398–1439.

4. Шевченко В.П., Куценогий К.П., Макаров В.И., Панченко М.В., Полькин В.В., Попова С.А., Новигатский А.Н. Аэрозоли // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. А.П. Лисицын, И.А. Немировская (ред.). М.: Научный мир, 2012. С. 50–69.
5. Шевченко В.П., Стародымова Д.П., Виноградова А.А., Лисицын А.П., Макаров В.И., Попова С.А., Сивонен В.В., Сивонен В.П. Элементный и органический углерод в атмосферном аэрозоле над северо-западным побережьем Кандалакшского залива Белого моря // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461. № 1. С. 70–74.
6. Стародымова Д.П., Шевченко В.П., Сивонен В.П., Сивонен В.В. Вещественный и элементный состав приземного аэрозоля северо-западного побережья Кандалакшского залива Белого моря // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 6. С. 488–492.
7. Стародымова Д.П., Шевченко В.П., Боев А.Г. Вещественный и элементный состав нерастворимых частиц в снеге северо-западного побережья Кандалакшского залива Белого моря // Успехи современного естествознания. 2016. № 12. С. 449–453.
8. Стародымова Д.П., Шевченко В.П., Кокрятская Н.М. Геохимия донных осадков озер водосбора Белого моря на примере озер Кенозерского национального парка (Архангельская область) и п-ва Кино (Республика Карелия) // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI веке. Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием. 2014. С. 254–257.
9. Maenhaut W., Nava S., Lucarelli F., Wang W., Chia X, Kulmala M. Chemical composition, impact from biomass burning, and mass closure for PM<sub>2.5</sub> and PM<sub>10</sub> aerosols at Nuuytiala, Finland, in summer 2007 // X-Ray Spectrom. 2011. 40. P. 168–171.
10. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry / H.D. Holland, K.K. Turekian (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3. P. 1–63.

Trace-metal composition of two fractions of near-the-ground aerosols collected in summer and autumn 2013 on the Kandalaksha Bay coast was compared with natural archives of aeolian matter composition. The intercomparison shows significant enrichment of aerosols by heavy metals.

**Толстикова А.В.<sup>1,2</sup>, Чернов И.А.<sup>3</sup>, Мартынова Д.М.<sup>4</sup>,  
Мурзина С.А.<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: alexeytolstikov@mail.ru;  
<sup>3</sup>Институт прикладных математических исследований Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: IACHernov@yandex.ru, <sup>4</sup>Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, e-mail: daria.martynova@gmail.com; <sup>5</sup>Институт биологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: murzina.svetlana@gmail.com)

**Моделирование сценариев отклика гидрологических характеристик и экосистемных параметров Белого моря на условия меняющегося климата**

**Tolstikov A.V.<sup>1,2</sup>, Chernov I.A.<sup>3</sup>, Martynova D.M.<sup>4</sup>,  
Murzina S.A.<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk;  
<sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>3</sup>Institute of Applied Math Research, Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk; <sup>4</sup>Zoological Institute RAS, Saint-Petersburg; <sup>5</sup>Institute of Biology, Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk)

**Modeling of the climate change response scenarios of hydrological characteristics and ecosystem parameters in the White Sea**

Ключевые слова: моделирование, Белое море, JASMINE, BFM

Программный комплекс JASMINE разработан для моделирования термогидродинамических и экосистемных процессов в Белом море. Комплекс JASMINE предназначен для получения согласованных данных по термогидродинамике и биогеохимическим параметрам Белого моря, количественного выражения потоков вещества внутри водоема и на границе с Баренцевым морем, работы по сценариям отклика гидрологических характеристик и экосистемных параметров на условия, вызванные изменением климата.

Научным организациям и государственным органам охраны природной среды актуально иметь информацию по изменчивости параметров Белого моря (температура, ледовый режим, колебания биогенных элементов, распространение загрязняющих веществ) при различных сценариях изменения климата. Это можно сделать только при хорошем знании природных особенностей Белого моря, используя современные верифицированные математические модели и программы визуализации, созданные на их основе. Для решения этой задачи необходимо объединение усилий специалистов различных дисциплин (математики, физики, географии, биологии и др.).

Основная цель данной работы – выявление закономерностей отклика гидрологических характеристик и экосистемных параметров Белого моря на

климатические изменения. Для этого важно выявить холодные, теплые и средние годы за период 1948–2016 гг., на основе модельных данных проанализировать термогидродинамические и экосистемные закономерности, характерные для различных лет, создать программу визуализации получаемых модельных данных с задаваемыми климатическими сценариями (теплый/холодный год, маловодный/многоводный год и т.п.), используя годы-аналоги, в удобном виде для интерпретации и демонстрации процессов.

Основной метод в предлагаемой работе – термогидродинамическое и экосистемное моделирование, используя вычислительные ресурсы кластера ИПМИ КарНЦ РАН (<http://cluster.krc.karelia.ru>) и работающие на базе кластера вычислительный комплекс JASMINE (модель Н.Г. Яковлева [1] в модификации И.А. Чернова [2]) и модель экосистемы моря BFM (<http://bfm-community.eu/>).

Для верификации и калибровки модели используется сертифицированная комплексная база данных ИВПС КарНЦ РАН [3] и база данных Беломорской биостанции ЗИН РАН, декадная станция Д-1 (термохалинные данные, зоопланктон) [4]. Для выбора холодных, теплых и средних лет из массива данных за период 1948–2016 гг. применяется оригинальная методика [5]. Модельные и натурные данные сравниваются при помощи методов математической статистики (корреляционный анализ, кластерный анализ, вейвлетный анализ). Предполагается создать систему, визуализирующую характерные состояния термогидродинамических и экосистемных закономерностей в зависимости от сценариев изменения климата на основе математических моделей с использованием в расчетах суперкомпьютеров.

Для ответа на вопрос, как работают экосистемы Белого моря в теплый, холодный и средний годы, была проведена следующая процедура:

1) Выбран период, превышающий климатическую норму (1975–2015 гг.);

2) Выбраны соответствующие теплые, холодные и средние годы по объему воды Белого моря согласно следующему принципу:  $0.346 < T \leq 0.908$  – холодный;  $0.908 < T \leq 1.47$  – средний;  $1.47 < T \leq 2.03$  – теплый;

3) Проведено моделирование термогидродинамических и экосистемных параметров для каждого характерного года, захватывая предыдущий и последующий год.

В качестве теплого выбран 2013 г., т.к. среднегодовая температура воды Белого моря за это время по данным моделирования составила  $2.03^{\circ}\text{C}$ . Проведено моделирование среднемесячных параметров предыдущего и последующего за ним года, т.е. для периода 2012–2014 гг. Холодный год – 1990 ( $0.35^{\circ}\text{C}$ ), соответственно, период моделирования – 1989–1991 гг. Средний год – 2003 ( $1.00^{\circ}\text{C}$ ), период моделирования – 2002–2004 гг.

Средних значений в ряду 1975–2015 гг. значительно больше, что

позволяет сосредоточить внимание на экстремальных значениях температуры, т.е. на теплых и холодных годах.

Следует отметить, что модельные теплые, холодные и средние годы хорошо согласуются с данными измерений, содержащихся в базах данных [3, 4]. Все холодные по температуре Белого моря годы отмечены до 1997 г., что косвенно свидетельствует о потеплении климата в районе Белого моря за последние 20 лет.

Особенности температурного режима отражаются на внутригодовом распределении фитопланктона Белого моря. В 2016 г. были проведены модельные расчеты по распределению хлорофилла «а» и первичной продукции. В динамике первичной продукции отмечаются особенности, связанные с типом года. В теплый год количество продукции выше, и наиболее ярко это проявляется начиная с июня. В мае при сравнении теплого и холодного года эти различия выражены еще не так заметно. Однако уже в июле распределение для холодного и теплого года вновь становятся похожими. В теплый год лишь в южной части Белого моря (особенно в Двинском заливе) продукция высокая. Наиболее продуктивными являются заливы Белого моря. Полученные результаты хорошо согласуются с литературными данными [6–10].

Интересны результаты численных экспериментов по переносу примеси. Часть из них свидетельствует о том, что вершина Онежского залива является своеобразной гидродинамической ловушкой: концентрация пассивной примеси (плавучей или трехмерной) здесь слабо убывает со временем (вещество выносится отсюда в течение 6 месяцев). Например, для удаления примеси из других точек (вершина Кандалакшского залива) требуется не более трех месяцев. Для Двинского и Мезенского заливов, Бассейна и Горла этот срок не превышает одного-двух месяцев. Однако вещество, попав в вершину Онежского залива, не может его долго покинуть. Подтверждением существования здесь зоны удержания являются результаты ихтиологических ловов личинок беломорской сельди, которые летом 2016 г. концентрировались в районе губы Ухта и практически не встречались севернее этой акватории (данные совместной экспедиции ИО РАН и ИВПС КарНЦ РАН).

Для выполнения одной из задач исследования рассчитывается биомасса зоопланктона (массовых видов копепоид), который является важным компонентом кормовой базы морских рыб, в частности, беломорской сельди *Clupea pallasii marisalbi*. Известно, что в настоящее время существует проблема снижения численности этого вида рыб. Проведение расчета биомассы копепоид (в т.ч. кормовых объектов) позволит вплотную подойти к созданию прогноза качественного и количественного распределения сельди в Белом море не только в безледоставный период времени года, но и зимой, когда данные о миграции сельди либо отсутствуют полностью, либо очень скудны.

Предварительные результаты, полученные на модельных данных, свидетельствуют о решающем влиянии процессов, происходящих в Белом море в конце мая. Это время – период схода льда, начало интенсивного прогрева поверхностного слоя, половодье на реках, приносящих пресную воду и биогенные элементы с водосбора. За май проходит до 75% объема всего годового стока рек, впадающих в Белое море. Естественно, что за этот месяц происходят глобальные изменения в экосистемах. Среднедекадные модельные данные дают повод считать, что ключевым периодом года, в котором закладываются характерные черты беломорских экосистем по-видимому является период с 20 мая по 10 июня. Для проверки этой гипотезы требуется проведение дополнительных расчетов с привлечением большего количества данных по температуре воды Белого моря и распределения биогеохимических показателей. Важно, что подтверждаются не только качественные характеристики ежегодных процессов в Белом море, но и количественные закономерности, сроки наступления термогидродинамических и экосистемных событий. Визуализация характерных процессов в виде анимаций (перенос нефтяных пятен, разрушение льда, цветение фитопланктона) помогает в интерпретации данных и демонстрации результатов лицам, не являющихся профильными специалистами по моделированию, но имеющих отношение, например, к охране окружающей среды Белого моря.

В настоящий момент времени с помощью программного комплекса JASMINE можно моделировать распределение гидрологических характеристик, ледовые процессы, среднесуточное распределение хлорофилла «а» по всей акватории Белого моря, распределение биогенных элементов, биомассу фито- и зоопланктона, первичную продукцию, оценивать пространственную и временную изменчивость различных физических и биогеохимических полей, анализировать распространение различных примесей, включая нефтяные пятна и пассивные личинки различных организмов, ставить численные эксперименты. Комплекс JASMINE обладает потенциалом для расширения возможностей и более качественного воспроизведения термогидродинамических и экосистемных процессов.

Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ № 16-45-100162 p\_a.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Яковлев Н.Г. Воспроизведение крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 1-16.
2. Чернов И.А., Толстиков А.В. Численное моделирование крупномасштабной динамики Белого моря // Труды КарНЦ РАН. No 4. Сер. Математическое моделирование и информационные технологии.

Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. С. 137–142.

3. Толстикова А.В., Филатов Н.Н., Здоровеннов Р.Э. Белое море и его водосбор // Свид. о гос. рег. базы данных № 2010620435. 16 августа 2010 г.
4. The Marine Ecological Time-series Database. Kartesh D1. White Sea [Электронный ресурс]. URL: <http://www.st.nmfs.noaa.gov/copepod/time-series/gu-10101/>. (дата обращения: 09.06.2017)
5. Толстикова А.В. Изменчивость температуры поверхностного слоя Белого моря. М.: ГЕОС, 2012. 212 с.
6. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Под ред. Н.Н. Филатова, А.Ю. Тержевика. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 335 с.
7. Бергер В. Я. Продукционный потенциал Белого моря. Исследования фауны морей. Т. 60 (68). СПб: ЗИН РАН, 2007. 292 с.
8. Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир, 2009. 264 с.
9. Система Белого моря. Т. 2. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. 784 с.
10. Толстикова А.В., Чернов И.А., Мурзина С.А. и др. Разработка комплекса Green JASMINE для изучения и прогнозирования состояния экосистем // Труды КарНЦ РАН. Серия: Экспериментальная биология. doi: <http://dx.doi.org/10.17076/eb501>.

The JASMINE software is designed to simulate the thermohydrodynamics and the ecosystem regularities in the White Sea. The JASMINE software is developed to obtain the consistent data of thermohydrodynamics and biogeochemical parameters and to assess quantitatively the matter flows and fluxes in the White Sea and at its marginal zone with the Barents Sea. It can be used for developing the climate change response scenarios of hydrological characteristics and the ecosystem parameters.

**Шварев С.В.<sup>1,2</sup>, Никонов А.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, e-mail: [shvarev@igras.ru](mailto:shvarev@igras.ru); <sup>2</sup>Институт физики Земли им.О.Ю.Шмидта РАН, Москва)

## **Морфоструктура Беломорского бассейна и эпицентры поздне-последлениковых и голоценовых землетрясений**

**Shvarev S.V.<sup>1,2</sup>, Nikonov A.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow; <sup>2</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

## **The morphostructure of the White Sea basin and the epicenters of late-glacial and Holocene earthquakes**

Ключевые слова: морфоструктура, землетрясения, Белое море

В работе приведены актуализированные данные по очагам палео- и исторических землетрясений на дне и прибрежной суше Белого моря. Выделены основные тектонические уступы, ограничивающие разветвленную систему грабенов с послеледниковым развитием на основе анализа цифровой модели рельефа дна Белого моря и проведено сопоставление их с очагами землетрясений с идентификацией основных сейсмогенерирующих структур.

### *Рельеф и морфоструктурные особенности дна Белого моря.*

В настоящее время практически не оспаривается вопрос о формировании морфоструктуры центральной части Беломорского бассейна в послеледниковое время в связи с активизацией рифейских структур Кандалакшского грабена. Эта точка зрения детально обоснована и отражена на недавно вышедшей в свет «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» [1]. Среди общих предпосылок формирования морфоструктуры можно отметить резко дифференцированные блоковые смещения, включающие как грабены, так и горсты, признаки которых в регионе отмечаются более 50 лет. В последние годы мелкоблоковая структура выделяется и в пределах акватории. Эти блоковые смещения происходят на фоне унаследованного общего поднятия западной части Беломорского бассейна при относительном погружении восточной, продолжающихся в настоящее время со скоростью +4 мм/год и –1–2 мм/год соответственно. Современные методы восстановления вертикальных смещений по возрасту озерных котловин прибрежной суши, подтверждая означенную тенденцию в пределах голоцена, четко определяют и дифференцированность этих движений [2]. Что касается активных разломов по берегам и в бассейне Белого моря, следует сказать, что они выделялись неоднократно [3–7], однако, пространственное положение этих структур и детальность различаются. Это связано с комплексом причин, среди которых можно выделить отсутствие общих признаков выделения активных разломов на территории Фенноскандии, поскольку для них практически

отсутствует главный и наиболее очевидный критерий – современная сейсмичность. С другой стороны, и морфологические признаки, присущие активным разломам, прежде всего, выраженность в рельефе в виде протяженных уступов, в особенности на акваториальной части были неочевидны. Однако, в последние годы нарастает количество информации как о землетрясениях на этой территории по инструментальным, историческим и палеогеологическим данным, так и о подводном рельефе, что позволяет интегрировать эти данные в единую модель. Детальные особенности морфоструктуры отчетливо проявляются на цифровой модели рельефа дна Белого моря [8]. Центральная (осевая) часть Беломорского бассейна от Кандалакшской до Двинской губы обладает наибольшей выразительностью форм и сейсмической активностью во всем бассейне. Для неё характерна продольная асимметрия: уступы, протягивающиеся вдоль Карельского берега достигают 160 м, а обрамляющие Кольский полуостров – 100 м. Аналогичная ситуация и в восточном замыкании: вдоль Онежского полуострова уступы достигают 30 м, а вдоль Зимнего берега – менее 2 м или отсутствуют совсем (Рисунок, фрагмент справа внизу). Наиболее значительные градиенты рельефа приурочены к уступу, протягивающемуся от южного обрамления залива на юго-восток к Онежскому полуострову. Эта структура входит в состав главных сейсмолинеаментов, выделенных на территории восточной части Фенноскандии и характеризующихся неоднократным проявлением сильной сейсмичности как в позднеледниковье-голоцене, так и в историческое время [9]. Кроме поперечной асимметрии характерно значительное увеличение количества и высоты уступов по направлению с востока на запад. В этом направлении увеличиваются скорости современных и голоценовых движений и сейсмичность. Наиболее раздроблена кутовая часть Кандалакшского залива. Здесь распространены наибольшие глубины Белого моря, сопряженные с узкими «трогами», тектоническое происхождение которых подчеркивается геометрической формой и пространственным рисунком (Рисунок). Судя по рисунку систем грабенов, в образовании морфоструктуры принимали участие не только вертикальные, но и сдвиговые смещения по поперечным и диагональным к простиранию Кандалакшского грабена направлениям. Так, наиболее глубокая часть Кандалакшского грабена выражена замкнутой котловиной, борта которой высотой от 30 до 80 м увязываются именно с диагональной и поперечной системами разломов, первая из которых прослеживается к западу в район пролива Великая Салма и к востоку, определяя положение оси Кандалакшского грабена ближе к северному (Кольскому) борту. Вторая система сегментирует продольные грабены с вероятным сдвигом осевой части к тому же борту и наиболее выразительно прослеживается от губы Чула к п-ову Турий. Приуроченность к этим направлениям палеосейсмодеформаций подтверждает сейсмическую активность как

поперечных, так и продольных сбросовых уступов. Кроме Кандалакшского грабена выделяется совокупность потенциально сейсмогенных структур практически во всех остальных частях Беломорского бассейна. Вторым по размеру после Кандалакшского является грабен Онежского залива. На всем протяжении, вплоть до устьевой части р.Онеги на востоке территории у него прослеживаются оба борта с высотой уступов 15-30 м. Схожесть с Кандалакшским грабеном придает сужение грабенообразных прогибов в западной части. На сочленении Кандалакшского и Онежского грабенов расположены поперечные уступы. Высота их достигает 60 м, направление пространственно совпадает с ориентировкой Горла Белого моря. Характерной чертой морфоструктуры Горла является суперпозиция уступов, параллельных побережью Кольского полуострова и протягивающихся от Зимнего берега к восточной оконечности Кольского полуострова. Сопоставление фрагментов уступов с установленными на данный момент эпицентрными областями землетрясений позволяет определить главные сейсмогенерирующие элементы (см. Рисунок, вверху). Что касается прямого подтверждения тектонического, а не экзогенного происхождения таких уступов, то в последнее время получены сейсмические данные, показывающие смещения послеледниковых осадков по тектоническим нарушениям, сопрягающимся с уступами, на первые метры-десятки метров [10].

#### *Сейсмичность и сейсмодетонации.*

Выяснение сеймотектоники района Белого моря осложнено, как минимум, двумя объективными обстоятельствами, а именно, покрытием большей части площади морским бассейном (1) и скудостью конкретным материалов по сильным сейсмическим событиям, их макросейсмическим полям и очаговым параметрам (2). Поэтому до сих пор реальная сеймотектоническая обстановка могла представляться лишь в самом общем виде. С появлением карты морфоструктур на всю область (акватория и побережья) появилась необходимая основа. Вторым необходимым элементом стал пополненный и уточненный авторский каталог землетрясений региона за периоды инструментальный, исторический и доисторический, т.е. за тысячелетия (местами), которого ранее не существовало. Наконец, – и это стало решающим импульсом настоящей разработки – для нескольких землетрясений исторического и инструментального периодов удалось получить макросейсмические карто-схемы, дающие представление о пространственной позиции и частично о размерах очагов этих событий. При этом выявилось несколько подтверждаемых и новых закономерностей.

Согласно обработанным заново первоисточникам (отдельные публикации) выясняется, что в течение XVI-XVIII вв. очаги основных по силе землетрясений 1542, 1627 и 1758 гг.,  $M=5.8$ ,  $M=6.5$ ,  $M=5.5$ , вытянулись вдоль южного борта Кандалакшского грабена полосой через всю

акваторию, кроме востока (Летний берег и Двинский залив). Получается, что вспоролся на всем протяжении главный продольный разлом Кандалакшского линеймента. Более поздние и слабые землетрясения сосредоточились в основном в западной части и имели очаги поперечной ориентации, в 1911, 1967 гг. Пространственно они совпадают (соотносятся) с поперечными морфоструктурами меньшего порядка, вероятно, трассирующими поперечные активные разломы. Таковые намечаются и в восточной части Беломорского бассейна, особенно в Горле Белого моря. Так вырисовывается, в первом приближении, система сейсмогенерирующих структур, т.е. сеймотектонический каркас региона.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий // Тр. геол. Ин-та. Вып. 597 / Отв. Ред. Леонов. М.Г. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
2. Романенко Ф.А., Баранская А.В. Дифференцированные вертикальные движения и блоковая тектоника побережий Кандалакшского залива Белого моря // IV Междунар. науч.-практ. Конф. Мол. ученых и спец-тов памяти академика А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, ФГУП "ВСЕГЕИ", 2015.
3. Николаев Н.И., Бабак В.И., Медянец А.И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и Норвежских каледонид // Советская геология. 1967. № 3. С. 3–22
4. Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
5. Карта геоморфолого-неотектонического районирования Нечерноземной зоны РСФСР м-ба 1:1500000 / Гл.ред. В.И.Бабак М., Мингео РСФСР - МВ и ССО СССР. МГУ, 1980. л.4
6. Новейшая тектоника Северной Евразии : Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:5 000 000. РАН Объедин. ин-т физики земли и др. ; Ред. кол. В. Вад. Бронгулеев и др.; Ред. А.Ф. Грачев. М. : ГЕОС, 1998. 147 с.
7. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии.М.: Научный мир, 1999. 252с.
8. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестн. МГУ.Сер. 5.География. 2012. № 3.С.86-92.
9. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинейменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во Техн. Ин-та (ф) СВФУ, 2015. С. 243–251.
10. Рыбалко А. Е., Федорова Н. К., Никитин М. А., Токарев М. Ю. Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков // Матер. XX Межд. научн. конфер. (школы) по морской геологии. М., 2013. Т. III. С. 237–241.

The paper presents updated data on the foci of paleo - and historic earthquakes on the sea bottom and coastal land of the White Sea. Main tectonic escarpments bounding the extensive system of grabens with the post-glacial development on the basis of the analysis of DEM. We identified the main seismogenic structures in the White Sea basin on the basis of comparison of the bottom relief features and epicenters of earthquakes.

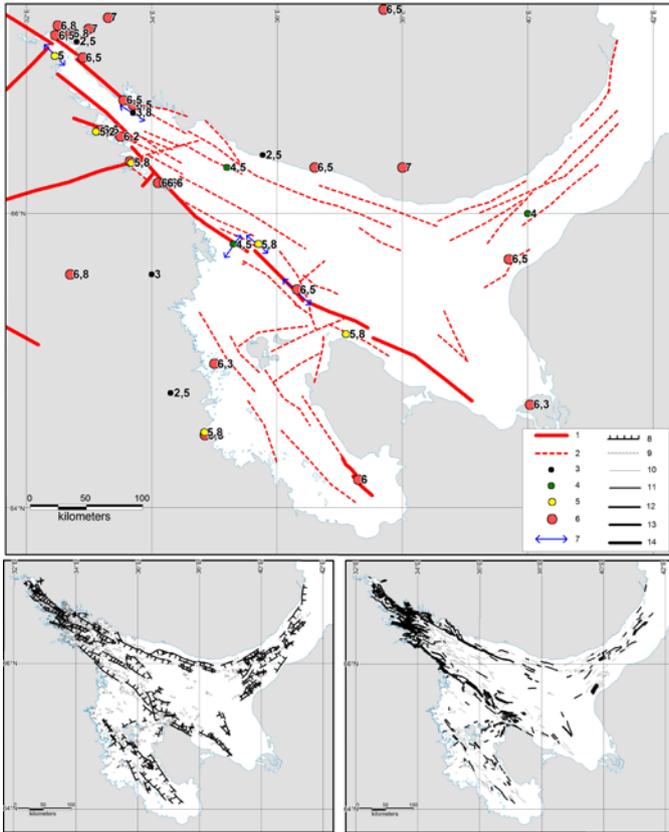


Рисунок. Элементы морфоструктуры, сейсмолинеаменты и эпицентры землетрясений Беломорского бассейна. Сейсмогенерирующие структуры: 1 – установленные (сейсмолинеаменты, установленные по рельефу и эпицентрам землетрясений); 2 – предполагаемые (протяженные высокоградиентные уступы); эпицентры землетрясений с магнитудой: 3 - менее 4; 4 – от 4 до 5; 5 – от 5 до 6; 6 – более 6; 7 – ориентировка осей очагов землетрясений; уступы, ограничивающие грабены: 8 - основные; 9 – второстепенные; высота уступов: 10 – 2–10 м; 11 – 15–30 м; 12 – 40–60 м; 13 – 70–100 м; 14 – 110–150 м; 15 – 160–200 м

***СИСТЕМА КАСПИЙСКОГО И  
АРАЛЬСКОГО МОРЕЙ,  
4-D ИССЛЕДОВАНИЯ***

***CASPIAN AND ARAL SEAS  
SYSTEM, 4-D INVESTIGATIONS***

**Агапитов И.Д., Шилкин С.Г., Белова А.А., Керусов И.Н.**

(ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва, ivanag@bk.ru)

## **Сиквенс-стратиграфия юрских отложений акватории Среднего Каспия**

**Agapitov I.D., Shilkin S.G., Belova A.A., Kerusov I.N.**

(LLC LUKOIL-Engineering, Moscow)

## **Jurassic sequence stratigraphy of the Middle Caspian basin**

Ключевые слова: Средний Каспий, сейсмическая интерпретация, сиквенс-стратиграфия

Применение детального сиквенс-стратиграфического анализа впервые позволило разделить юрские отложения в районе Среднего Каспия на секвенции 2-го и 3-го порядка и парасеквенции. Этот анализ, помимо корректного сопоставления разрезов скважин в регионе, позволил сделать выводы о характере заполнения бассейна, и оценить распределение в разрезе и по площади потенциальных коллекторов и покрышек.

Акватория Среднего Каспия является одной из немногих областей российского шельфа, в пределах которых не только обоснована и доказана продуктивность нефтегазоносных комплексов, но и идут активные работы по разработке уже разведанных месторождений. В тектоническом отношении данный регион относится к эпигерцинской Скифско-Туранской плите. Основными нефтегазоносными комплексами являются юрский и нижнемеловой. К юрским отложениям приурочены около 88% всех запасов в пределах Хвалынского-Сарматской приподнятой зоны (залежи месторождений им. Ю. Кувыкина (Сарматское), Хвалынское, 170 км). Части этой зоны, включающей Сарматскую и Южную площади (рис. 1), и посвящена данная работа.

Юрский нефтегазоносный комплекс включает два подкомплекса, различающихся литологическими особенностями коллекторов. Нижний (среднеюрский) подкомплекс представлен песчано-алевролитовыми коллекторами с глинистыми покрышками. Региональной покрышкой служат глинистые известняки и мергели нижней части оксфордского яруса. Продуктивны в среднеюрском подкомплексе отложения ааленского (в Предкавказье), байосского, батского и келловейского ярусов.

Структурный план региона Среднего Каспия изучен достаточно полно для выявления средних и крупных антиклинальных поднятий. В будущем для обеспечения прироста ресурсов УВ потребуются выявление более сложных структурно-тектонических либо неантиклинальных ловушек. С целью оценки возможности формирования подобных объектов в нижнесреднеюрских отложениях был проведён их сиквенс-стратиграфический и палеогеоморфологический анализ.

Многие исследователи указывают на необходимость построения надёжной схемы стратификации юрского разреза для Среднего Каспия. Традиционная стратиграфия очень слабо расчленяет нижнесреднеюрские отложения. В основном, кроме кровли и подошвы выделяется еще одна граница – поверхность нерасчлененных бат-байосских отложений. Данная ситуация обусловлена как низкой разбуренностью в регионе этой части разреза, так и значительной латеральной изменчивостью литологии осадочных комплексов.

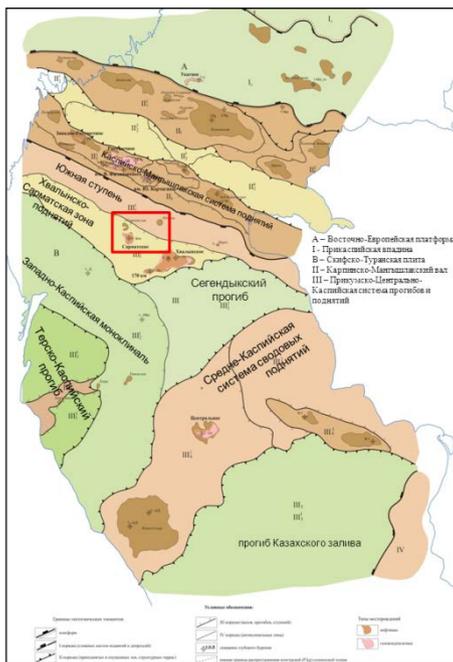


Рисунок 1. Схема тектонического районирования юрско-миоценового комплекса отложений акватории Северного и Среднего Каспия [1] с указанием положения района исследований

Наряду с хорошей сейсмической изученностью территории отмечается неравномерное распределение по площади пробуренных скважин, часто разделенных большими расстояниями (до  $n \cdot 10$  км). Корреляция в межскважинном пространстве осложняется значительной литофациальной изменчивостью юрских отложений, что определяет необходимость выполнения сиквенс-стратиграфического анализа, включающего сейсмические, стратиграфические и седиментологические исследования [2].

Выделение сиквенсов по данным ГИС и материалам сейсморазведки, прослеживание их по площади, привлечение дополненных литолого-фациальных, палеонтологических скважинных данных, позволяют создать детальную корреляционную схему, определить последовательную смену латеральной изменчивости фаций и представить достоверную модель развития осадочного бассейна или его частей с высокой прогнозной способностью. Также важную роль для прогноза коллекторов играет палеогеоморфологический анализ изучаемых сиквенсов, позволяющий корректно интерпретировать результаты динамического анализа.

В ходе многолетних исследований, проводимых сотрудниками ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» и СК «Петроальянс», в разрезе Среднего Каспия был выделен один сиквенс первого порядка - Мезо-Кайнозойский, охватывающий период от среднего триаса по современное время продолжительностью около 225 млн. лет. В её составе выделяется семь сиквенсов второго порядка длительностью от 19 до 46.5 млн. лет (раннесреднеюрский, позднеюрский, раннемеловой, позднемеловой, палеоцен-эоценовый, олигоцен-миоценовый и плиоцен-четвертичный).

На протяжении юрского периода отмечается тренд повышения глобального уровня моря. Иными словами, юрские отложения формировались в трансгрессивный период развития Мезо-Кайнозойской сиквенса 1-го порядка. Наиболее полно данные отложения представлены на юге в скважинах Хвальнской и Центральной площадей. В кровле и подошве рассматриваемый комплекс ограничивается поверхностями несогласий – предьюрским (SB J1) и предмеловым (SB J3). Внутрикомплексное предпозднеюрское несогласие (SB J2) разделяет юрский комплекс на два сиквенса 2-го порядка: раннесреднеюрский и позднеюрский. В целом нижнесреднеюрские отложения формировались в условиях трансгрессии моря от Центрального поднятия к Ракушечно-Широтному валу [3]. Отложения среднего отдела юры разделены на 11 сиквенсов 3-го порядка (J2s1-J2s11) в районе Центральной площади, которая в юрское время располагалась в пониженной части бассейна седиментации. В составе нижнесреднеюрского сиквенса 2-го порядка среднеюрские отложения соответствуют тракту высокого стояния моря (HST).

В районе Сарматских структур и Ракушечно-Широтной зоны раннеюрские отложения предположительно не накапливались, трансгрессия дошла до этих регионов лишь в начале среднеюрского времени. Только в самой раннем сиквенсе J2s1 «холмистый» тип сейсмической записи позволяет наметить на временных разрезах латерально ограниченные седиментационные тела – предположительно конуса выноса, продвигавшиеся в сторону депозцентра бассейна по мере отступления уровня моря. Сиквенсы J2s2 и J2s3, предположительно отвечающие ааленским и раннебайосским отложениям, в пределах Сарматской и Южной

площадей выклиниваются на поверхность ОГ JT, что может послужить возможной зоной формирования неантиклинальных ловушек.

Анализ нефтегазоносности всех среднеюрских сиквенсов позволил установить, что интересными с позиции поиска залежей УВ в Хвалынско-Сарматской зоне являются сиквенсы J2s9 и J2s10, соответствующие батским и келловейским отложениям. Из них промышленные залежи УВ выделяются в сиквенсе J2s10.

В бат-келловейское время изучаемый район располагался в области перехода от Ракушечной системы мелководных палеоотмелей, служившей источником сноса осадочного материала, к равнинам палеошельфа. Детальный палеогеоморфологический анализ на основе 3Д сейсмических данных в пределах Сарматской и Южной площадей продемонстрировал существование в данное время Сарматского и Южного палеоподнятий, равнин палеошельфа и, предположительно, погруженных областей шельфа (рис. 2). Все выделенные элементы палеорельефа естественным образом контролировали направления транспортировки осадочного материала, его дифференциацию и места накопления. Основные направления перемещения терригенного материала в бат-келловейское время показаны на рис. 2.

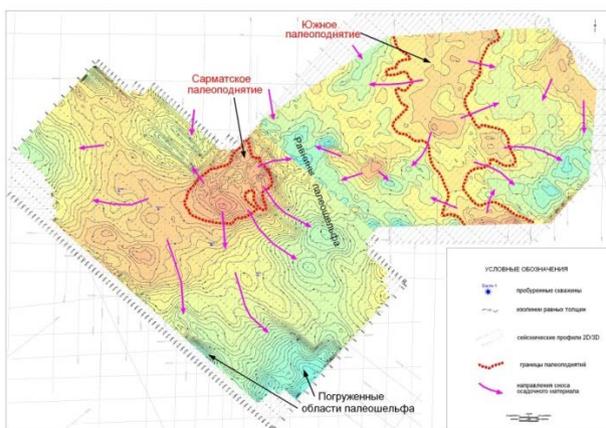


Рисунок 2. Палеогеоморфологическая схема бат-келловейских отложений (сиквенсы J2s9-J2s11) для Сарматской и Южной площадей на основе карт толщин. Коричневыми тонами показаны относительно приподнятые области, голубыми – относительно погруженные

Выполненный сиквенс-стратиграфический анализ среднеюрского комплекса позволил установить, что наиболее перспективными отложениями для формирования объектов структурно-литологического генезиса в Хвалынско-Сарматской зоне и прилегающих территорий являются келловейские сиквенсы, завершающие тракты высокого стояния

раннесреднеюрского сиквенса 2-го порядка. Вторым уровнем формирования структурно-литологических ловушек являются базальные отложения комплекса, выклинивающиеся вверх по восстанию на север, и перекрытые преимущественно глинистыми отложениями трансгрессивных системных трактов. Наиболее обоснованно объекты подобного генезиса выделяются по данным 3Д сейсморазведки.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Медведев П.В., Попович С.В., Куклинский А.Я. Тектоническое строение и некоторые вопросы нефтегазогеологического районирования платформенного чехла акватории Северного и Среднего Каспия (в пределах Скифско-Туранской платформы) // Вопросы геологии и перспективы нефтегазоносности Нижнего Поволжья и Каспийского моря: Сб. науч. тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгограНИПИморнефть». Волгоград, 2008. Вып. 67.
2. Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops // AAPG Methods in Exploration Series. 1990. № 7.
3. Керусов И.Н., Косова С.С., Шилкин С.Г. и др. Секвенсная стратиграфия юрско-нижнемеловых отложений Ракушечно-Широтной структурной зоны // Принципы и методы изучения нефтегазовых месторождений. Сб. статей Филиала ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгограНИПИморнефть» в г. Волгограде. Волгоград, 2015. Вып. 73.

Application of sequence stratigraphy allowed to divide Jurassic deposits into sequences of 2nd and 3rd order and parasequences for the first time in area of Middle Caspian. Identification of system tracts allowed to describe character of sedimentation in Jurassic basin and to define reservoirs and potential seals and their distribution.

**Безродных Ю.П.<sup>1</sup>, Сорокин В.М.<sup>2</sup>, Романюк Б.Ф.<sup>1</sup>,  
Янина Т.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>АО «Моринжгеология», Рига, Латвия, e-mail: [office.Riga@morinzhgeologia.lv](mailto:office.Riga@morinzhgeologia.lv);

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: [vsorok@rambler.ru](mailto:vsorok@rambler.ru))

**Новокаспий Северо-Каспийского шельфа – структура,  
состав, данные абсолютного возраста**

**Bezrodnih Ju.P.<sup>1</sup>, Sorokin V.M.<sup>2</sup>, Romajuk B.F.<sup>1</sup>, Yanina T.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Joint Stock Company «Morinzhgeologia», Riga, Latvia; <sup>2</sup>M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**The Neo-Caspian of the North Caspian shelf: the structure,  
composition, absolute age data**

Ключевые слова: Северный Каспий, шельф, новокаспийский комплекс, строение, состав, абсолютный возраст

На основании результатов инженерно-геологических изысканий охарактеризованы особенности распространения, структура, состав и абсолютный возраст новокаспийских отложений Северо-Каспийского шельфа, накопившихся при поднятии уровня моря после глубокой мангышлакской регрессии до настоящего времени.

Новокаспий – комплекс осадков, накопившихся в Каспийской депрессии при поднятии уровня моря после глубокой мангышлакской регрессии до настоящего времени. Ввиду залегания у поверхности дна и доступности для обследования является наиболее изученным компонентом осадочной толщи [1, 2].

В результате инженерно-геологических изысканий, выполненных в последние 2 десятилетия, получен дополнительный, большой по объему массив данных, характеризующий строение и вещественный состав этой верхней части осадочной толщи на акватории Северного Каспия. Выполнено биостратиграфическое изучение и определение абсолютного возраста по  $C^{14}$  органического материала отложений.

В отношении комплекса новокаспийских отложений весьма информативны сейсмоакустические материалы высокого разрешения, полученные с источником «бумер» на профилях общей протяженностью около 10 000 км, и результаты геотехнического опробования грунтов, проведенного в большом числе районов акватории более чем в 2000 точках.

Дно в этой части акватории с геоморфологических и геологических позиций представляет шельф, обрамляющий с севера глубоководную Средне-Каспийскую (Дербентскую) котловину. Южная граница его маркируется возрастанием уклонов дна, уступообразными формами, прибрежно-морскими осадками и обширным дельтовым конусом р. Волги

периода мангышлакской регрессии на глубине 50–70 м от современной поверхности моря. По рельефу дна, строению и составу придонного новокаспийского слоя грунтов и процессам морфолитогенеза южнее авандельты Волги отчетливо выделяются 4 района, последовательно (рис. 1) сменяющиеся в южном направлении.

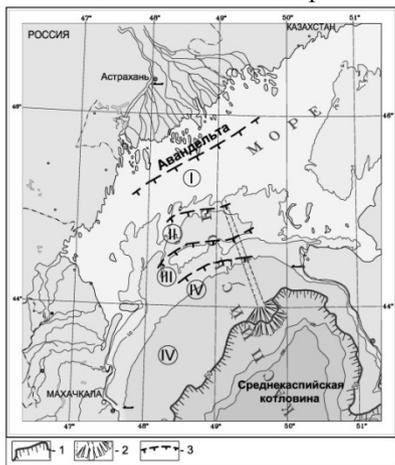


Рисунок 1. Обзорная схема районирования западной части Северо-Каспийского шельфа 1 – бровка шельфа; 2 – палеодолина р. Волги, снивелированная и перекрытая новокаспийскими отложениями, и её дельтовый конус, сформированный в период мангышлакской регрессии; 3 – ориентировочные границы геолого-геоморфологических районов шельфа. Районы: I – придельтовая равнина; II – котловина Широкая; III – полоса отмелей, рассматриваемая многими исследователями под названием Мангышлакский порог; IV – внешняя шельфовая равнина.

*Район I* прослеживается от отмелей и островов авандельты Волги до зоны глубин 6–8 м. С равниной смыкаются вытянутые на юг возвышения, включающие о-в Мал. Жемчужный, банки Жемчужные.

В комплексе новокаспийских отложений на равнине отчетливо зафиксированы изменения уровня моря и соответствующие смещения дельты Волги. В разрезе его, имеющем тонкослоистое строение, распространены слабоконсолидированные (текучепластичные) глинистые отложения с растительным материалом, характерные для культурной зоны дельты, выделяются многочисленные «внутриформационные» врезы, заполненные осадками со структурой типа заполнения (рис. 2). Глубина врезов относительно дна местами достигает 8–9 м, тальвеги врезов при этом располагаются на отметках минус 40–42 м БСВ.

В основании новокаспийского комплекса за пределами врезов распространен обычно песок пылеватый разной мощности, содержащий у подошвы ракушечный материал. Возраст раковин, отобранных на одном из участков в основании слоя, составил  $6410 \pm 100$  лет. Залегающие выше текучепластичные глинистые грунты, согласно данным флоро-фаунистических исследований, представляют осадки пресноводной литорали, заросшей водными и водно-болотными растениями. Абсолютный возраст (BP) захороненных в них растительных остатков и раковин располагается в интервале  $(4912 \pm 70)$  –  $(3520 \pm 50)$  лет. Многочисленные

«внутриформационные» врезы заполнены в основном объеме тонкослоистыми глинистыми осадками, обогащенными растительным детритом.

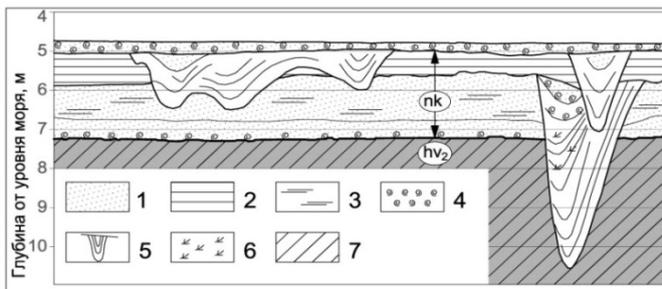


Рисунок 2. Сейсмогеологический разрез, отображающий характерные особенности строения и литологический состав новокаспия на придельтовой равнине: 1–6 новокаспийские отложения: 1 – песок, 2 – глина, 3 – прослойки глины, 4 – ракушка, ракушечный детрит, 5 – тонкослоистые глинистые осадки врезов, 6 – включения растительного детрита. 7 – грунты цоколя новокаспия

На изученных в пределах района площадках встречены врезы двух генераций (см. рис. 2). Возраст (ВР) во врезках, распространенных на южной окраине равнины, на глубинах более 6 м от уровня моря, определен в интервале  $(2860 \pm 60) - (2254 \pm 50)$  лет.

Осадки, располагающиеся у поверхности дна, представлены ракушей и песками, содержащими раковинный детрит. На большой площади они залегают в виде тонкого покрова. На южной окраине равнины в интервале высотных отметок минус 32–35 м ракушечные отложения слагают валовые тела субширотного направления, представляющие, судя по их морфологии и строению, затопленные береговые образования.

Характерные особенности рельефа дна и строения новокаспийского комплекса на шельфе южнее придельтовой равнины отчетливо проявляются на региональном сейсмогеологическом разрезе (рис. 3), пересекающем днище котловины Широкой (II), банку Кулалинскую (III) и северную часть внешней шельфовой равнины (IV).

В *районе II* обособляется котловина Широкая, обрамленная на юге банками Кулалинская и Безымянная, на западе островом Мал. Жемчужный и банками Жемчужными. На северном борту котловины под тонким слоем песчано-ракушечного состава залегают текучепластичные глинистые осадки, содержащие скопления ракушечного материала.

На днище котловины, располагающемся в 10–13 м от поверхности моря, в слое новокаспийских отложений, имеющим мощность 0.6–2.0 м, в основании залегают пески пылеватые и мелкозернистые, содержащие

включения ракушечного детрита и тонкие прослойки глинистого состава, перекрывающие их осадки представлены песками разной крупности и ракушей. Локально вблизи дна на глубине до 40 см встречены прослойки сцементированного ракушечного грунта. По ракушечному материалу с дна котловины получены следующие значения абсолютного возраста (ВР): 6830±60 лет в подошве базального слоя, 5225±110 лет у его кровли.

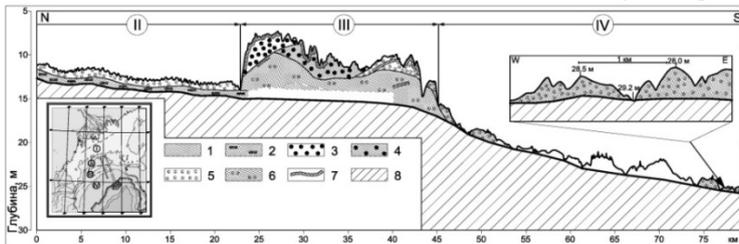


Рисунок 3. Сейсмогеологический разрез, отображающий особенности дна и новокаспийского комплекса на шельфе южнее придельтовой равнины: 1–7 новокаспийские отложения: 1 – песок; 2 – песок с прослойками глины; 3 – песок оолитовый; 4 – песок оолитосодержащий; 5 – ракушечные и ракушечно-песчаные осадки; 6 – песок с включениями и послойными скоплениями ракуши; 7 – сцементированные оолитовые и оолито-ракушечные грунты; 8 – верхнехвалынские и мангышлакские отложения

Под *районом III* рассматривается Мангышлакский порог в границах, определенных Леонтьевым О.К., Валлером Ф.И. и Герштанским Н.Д. [3]. Из числа входящих в эту зону донных элементов при изысканиях обследованы банки Кулалинская и Безымянная и разделяющая их обширная седловина субмеридионального направления. Указанные возвышения представляют собой крупные аккумулятивные сооружения высотой до 8 м, налегающие в интервале высотных отметок –(43–46) м БСВ на выровненную поверхность верхнехвалынских и мангышлакских отложений.

Район отличается расчлененным холмисто-грядовым рельефом. На поверхности дна протягиваются в юго-восточном направлении валообразные гряды высотой до 2.5–3.0 м, осложненные местами эрозионными останцами. Основу банки Безымянной составляют мелкозернистые и пылеватые (тонкозернистые) пески с включениями и послойными скоплениями раковин, среди которых отсутствует *Cardium*. Возраст ракушечного материала из основания этих песков определен в интервале 6700±430 – 6610±60 лет. Грунты, слагающие верхнюю часть банки и формирующие валообразные донные формы, представлены песками разной крупности и ракушей, содержащей раковины *Cardium* возрастом 1330±60 лет – 1240±70 лет.

В банке Кулалинской наряду с песками и ракушечными грунтами, слагающими основной объем тела, широко распространены оолитовые,

ракушечно-оолитовые и оолитосодержащие пески, охарактеризованные ранее [4]. Примечательными компонентами новокаспийского комплекса в *районе III* являются цементированные ракушечные грунты, покрывающие большую часть дна банки Кулалинская и залегающие локально в виде корок и прослоев в местах проявления газовых сипов на банке Безымянной [5].

По морфологии и характеру локализации в разрезе можно полагать, что формирование оолитосодержащей залежи и покрова цементированных грунтов на банке Кулалинской было приурочено к береговой зоне мелководного полузамкнутого водоема, существовавшего (на месте котловины Широтной) в период одного из снижений уровня моря.

*Район IV* представляет собой внешнюю абразионно-аккумулятивную равнину, прослеживающуюся на шельфе с пологим наклоном на юг с глубин 14–17 м до бровки шельфа, располагающейся на глубине 50–70 м. В пределах равнины новокаспийские отложения образуют грядообразные и валообразные формы разных размеров, вытянутые в юго-восточном направлении. В северной части равнины на глубинах моря до 30–35 м высота гряд достигает 1.3–1.5 м. У основания их отмечаются эрозионные ложбины и желоба, в которых обнажаются грунты цоколя. Положительные формы сложены песчано-ракушечными грунтами и песками. На юго-западной окраине равнины, на глубинах 44–55 м, рельеф весьма выположен. Валобразные формы возвышений имеют высоту большей частью 0.15–0.30 м и весьма редко достигают 0.4–0.5 м. Осадки в *районе IV* формируются в основном за счет местного ракушечного материала, подвергающегося дроблению и многократному переотложению, вероятнее всего под действием штормовых волн.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря // М.: Изд-во МГУ, 1997. С. 267.
2. Свиточ А.А. Большой Каспий: Строение и история развития // М.: Изд-во МГУ, 2014. С. 271.
3. Валлер Ф.И., Герштанский Н.Д. Где находится Мангышлакский порог? Леонтьев О.К. По поводу заметки Валлера Ф.И. и Герштанского Н.Д. «Где находится Мангышлакский порог?» // Геоморфология. 1976. № 1. С. 105–107.
4. Лаврушин В.Ю., Кулешов В.Н. Оолиты Каспийского моря. (Закономерности распространения, изотопно-геохимические особенности) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 596–618.
5. Безродных Ю.П. и др. Газовые сипы на акватории Северного Каспия // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 5. С. 415–425.

Based on the results of engineering-geological surveys, the features of the distribution, structure, composition and absolute age of the Novocaspian sediments of the North Caspian shelf, accumulated at sea level rise after the deep Mangyshlakian regression to the present time, are characterized.

**Голованова О. В.**

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

**Особенности осадконакопления в плейстоценовых бассейнах Северного Каспия области Астраханского газоконденсатного месторождения**

**Golovanova O.V.**

(Geological Institute, RAS Moscow)

**Specificity of Neo Pleistocene sedimentation in the Northern Caspian basin, Astrakhan gas condensate field**

Ключевые слова: неоплейстоцен, Северный Каспий, авандельта, неглубоководные морские фации, лавинная седиментация, неотектоника

Представляется анализ материалов комплексных исследований отложений неоплейстоцена и связанных с ними сред в области Астраханского газоконденсатного месторождения: литологических, минералого-геохимических, палеогеографических, геофизических и проч. Выявлено преобладание сложно построенных морских отложений со значительной ролью глинистых пластов и фрагментарностью следов континентального развития. Идентифицированы фации, характерные для крупных авандельт и неглубоководного Северного Каспия. Предполагается рассмотрение системы крупных поверхностных водотоков двух основных направлений с привлечением геоморфологических и неотектонических факторов для развития модели формирования изучаемой толщи.

Осадконакопление в Северном Каспии и Прикаспии до настоящего времени остается актуальной научной проблемой. Новые данные открывают направления развития наших представлений, в частности, относительно седиментогенеза этапа неоплейстоцена.

Фундаментальный фактический материал получен в процессе разработки Астраханского Газоконденсатного месторождения (АГКМ). Это данные Астраханской партии геологического факультета МГУ, материалы гидрогеологической и инженерно-геологической съемки И.К. Акуза, Л.Ф. Кривко, А.Е. Лютницкого, данные ТИСИЗа, ГИПРОВОДХОЗа и др.

Рассмотрено более 150 скважин глубиной 25-30м (хвалынские и верхние хазарские отложения), 50 скважин глубиной 40м (хвалынские и хазарские отложения), 20 скважин глубиной 80м, вскрывающих верхи нижнего плейстоцена (бакинские отложения). По ним получены десятки и сотни определений (комплексами методов) разнообразных литологических, гранулометрических, минералого-геохимических, воднофизических, геофильтрационных и прочих показателей [1, 2].

Анализ полученных данных показал, что на протяжении всего неоплейстоцена изучаемая область характеризуется преимущественно морским осадконакоплением. Современные континентальные отложения

имеют локальное распространение (в пределах русел рек, ериков, озер). Древние континентальные фации не идентифицируются. Следы континентального развития определены на глубинах порядка 10–15 м в 20-ти скважинах из 150-ти и на глубинах 30–35 м в 2-х скважинах из 50-ти. Это фрагменты остатков корневой системы травянистой растительности, редко – растительных остатков, в единичных случаях – гумус. Следы почвообразования и клиновидные формы не обнаружены. Материал для радиоуглеродного датирования отсутствует.

Морские отложения неоплейстоцена представлены характерными фациями неглубокого моря (до 65–80 м) и авандельты области лавинной седиментации 1-го уровня при воздействии очень крупной реки [3–9]. Это преимущественно серые мелкозернистые и тонкозернистые пески и алевриты (90% выборки из 200 образцов), алевритово-глинистые (72% выборки из 620 образцов) и глинисто-алевроитовые (28% выборки из 620 образцов) породы. Все литологические разности обогащены раковинным материалом в виде обломков и целых форм морских представителей руководящих форм *Didacna* и *Dreissena*. Песчаные и алевритовые разности представлены кварцем (до 97%), содержат плагиоклаз и микроклин (до 20%). Глинистые разности представлены преимущественно гидрослюдой (65%), содержат смектит до 30%, а также каолинит (5–10%), иллит (2–6%) и хлорит (до 2%). Содержание сингенетического карбоната и гипса невелико, соответственно до 1–2%.

Ныне изучаемые отложения находятся на стадии раннего диагенеза, на что указывает, в том числе, комплекс характерных процессов минералобразования, катионного обмена и прочих [7]. Все литологические разности содержат пирит и другие сульфиды, гидроокислы железа и марганца в виде конкреций, кристаллический гипс в виде роз и друз. Окислительно-восстановительный потенциал песчаных пород составляет 700–800 мВ, глинистых – 100–300 мВ, независимо от глубины залегания.

Рассмотрение всего разреза отложений неоплейстоцена в целом показывает, что его особенностью, характерной для области АГКМ, является сложное переслаивание песчаных и глинистых пластов переменной мощности, содержание пропластков, присыпок, линз песчано-алевроитистых разностей в глинах и наоборот, переотложение. Мощность пластов может варьировать от более 30 м до полного выклинивания. Наиболее выдержанные по мощности песчаные пласты распространены на уровнях, маркируемых следами континентального развития. Первый – до глубин 10–15 м (верхний неоплейстоцен), второй – на глубинах 15–40 м (средний неоплейстоцен). На уровне 5–15 м происходит изменение окрасок отложений от преимущественно серых до желтых и бурых. Ниже мы имеем всего 20 скважин, по которым намечается третий пласт фрагментарного распространения.

Следует особо отметить, что намеченные нами уровни не являются

горизонтальными, колебание глубин залегания их границ достигает 5–10 м, местами более 15 м. Это связано, по всей видимости, с колебанием высотных отметок палеорельефа (близки современным) и отвечает за фрагментарность распространения фаций. Так, к примеру, в области АГКМ не были обнаружены шоколадные хвалынские глины, приуроченные к наиболее глубоким врезам палеорельефа [10]. Мы имеем только их более мелководные фациальные аналоги.

Значимость роли рельефа в формировании неоплейстоценовых отложений изучаемого региона показывает полученная нами зависимость комплекса показателей состава и свойств верхнего песчаного пласта от его мощности [2]. В общем виде, чем больше мощность, тем более крупными гранулометрическими фракциями представлен пласт. Это, в свою очередь, определяет весь комплекс рассматриваемых показателей: увеличение его водопроницаемости, уменьшение влагоемкости, минерализации поровых вод, содержания химических макрокомпонентов (Cl, SO<sub>4</sub>, Na, Mg) и микроэлементов (Ti, Mn, Ni, Ga, Pb, Ge), емкости обмена в обменном комплексе катионов и прочих.

Это явно показывает значимость фактора стокового течения, зависящего как от массы стока, так и от перепада высот. Нами разработана типизация строения разреза изучаемых отложений, отражающая изменение количественных показателей мощности пластов и их внутреннего строения. Распространение этих типов в области АГКМ отражено на карте районирования [2], показывающей определенное сходство ориентации границ типов и ближайших поверхностных водотоков при преобладании алевритово-глинистых отложений.

Область АГКМ наиболее близка к долине крупнейшей в Северном Прикаспии реки Волги. Однако, рассмотрение космических снимков показывает, что ранее здесь существовало по крайней мере еще несколько крупных поверхностных водотоков. Наиболее ярким их представителем является 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 прочих. Таким образом, область Северного Прикаспия является ареной развития целой системы крупных и мелких долин и дельт.

Вопросы времени их функционирования являются дискуссионными. Также острые дискуссии вызывают вопросы факторов состава, объема и направления стока. Очевидно, ведущим является климатический фактор. Однако, в том числе и наши данные по литолого-фациальной изменчивости показывают, что распределение стока оказывается весьма неравномерным. Действие геоморфологического фактора также не вызывает особых возражений. Однако, вопрос о факторах формирования самого рельефа остается открытым и наиболее дискуссионным.

Нам представляется, что система долин и дельт Северного Прикаспия

развивается согласно структурному плану региона и во многом является результатом неотектонического процесса. Об этом свидетельствует целый ряд исследователей [11–13]. Геодинамическое поле Земли в планетарном масштабе – это многоуровневая автоколебательная система, реагирующая на изменчивость факторов различного масштаба: астрономических, космогенных, метеогенных, приливных, сейсмогенных, ротагенных и прочих. Неотектоника как процесс развивается в длительном интервале времени (миллионы лет) и оставляет свои следы в основном в виде геоморфологической информации [12].

На схеме новейшей тектоники Северного Прикаспия [11] представлен ряд параллельных областей новейших поднятий субмеридианального простирания (к ним относится и изучаемая нами область АГКМ) и опусканий, также линейно вытянутых. Они наследуют структурный план региона. Наиболее крупная синеклиналиная складка – Ахтубинская, в ней развивается долина Волги. Сарпинско-Даванская долина приурочена к менее выраженной, Сарпинской синеклинали. В Ботхуль-Хакской синклинали располагается понижение с хаками, в Чижинской – Чижинские разливы. Подобная структура, отраженная в рельефе, в ходе своего развития существенно влияет на характер осадконакопления, глубину грунтовых вод, характер почвенно-растительного покрова территории [11, 13].

Обращает на себя внимание факт геометрии Сарпинско-Даванской долины. На юге она поворачивается практически под прямым углом в сторону Каспия и становится параллельной потокам с Ергеней. Похожая геометрия характерна и другим зонам новейшего опускания, представленных на схеме неотектоники [11]. Это позволяет говорить о двух направлениях стока в Северном Прикаспии: основном, СЗ-ЮВ и еще одним, перпендикулярном. Отражением этого, другого направления возможно является система ериков и бугров Бэра.

Таким образом, рассмотрев особенности неоплейстоценового осадконакопления Северного Прикаспия, выявленными нами при изучении многочисленного фактического материала области Астраханского газоконденсатного месторождения, мы показываем, что модель формирования данной толщи может быть дополнена рассмотрением взаимосвязи геоморфологических и неотектонических процессов.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Голованова О.В. Подземные воды водоносного комплекса плейстоцена Северного Каспия и Прикаспия. Сообщение 1. Специфика условий водообмена и факторы сохранения седиментогенных вод // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 3. С. 258–275.
2. Голованова О.В. Подземные воды водоносного комплекса плейстоцена Северного Каспия и Прикаспия. Сообщение 2. значение сохранения седиментогенных вод для развития осадочных бассейнов и

палеогеографических реконструкций // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 4. С. 362–382.

3. Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 208 с.

4. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 308 с.

5. Лубченко И.Ю., Холодов В.Н., Хрусталеv Ю.П. и др. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 182 с.

6. Страхов Н.М. Осадкообразование в Каспийском море // Образование осадков в современных водоемах. М: Изд-во АН СССР, 1954. С. 137–179.

7. Тагеева Н.В., Тихомирова М.М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 246 с.

8. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН. Вып.310. М.: Наука, 1978. 166 с.

9. Хрусталеv Ю.П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Р/Д: Изд-во Ростовского ун-та, 1978. 208 с.

10. Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. Шоколадные глины Северного Прикаспия (распространение, условия залегания и строение) // Геоморфология. 2015. № 1. С. 101–112.

11. Карандеева М.В. Геоморфология европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1957. 315 с.

12. Селюков Е.И., Стигнеева Л.Т. Краткие очерки практической микрогеодинамики. СПб: Питер, 2010. 176 с.

13. Зональные типы биомов России: антропогенные нарушения и естественные процессы восстановления экологического потенциала ландшафтов. СПб, 2003. 246 с.

Complex analysis of paleogeographic, litologic, mineralogic, geophysical data is represented. Typical not deep and shallow marine phases of North Caspian are identified. System of marine clay deposits prevails. Continental phase markers are fragmentary. It's supposed big fluvial system of tow general dimentions, geomorphologic and geodinamic factors acts in formation of the deposits.

**Есин Н.В.<sup>1</sup>, Есин Н.И.<sup>1</sup>, Янко-Хомбах В.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Южное отделение, e-mail: [ovos\\_oos@mail.ru](mailto:ovos_oos@mail.ru); <sup>2</sup>Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова, Одесса; Avalon Institute of Applied Science, Winnipeg, Canada, e-mail: [valyan@onu.edu.ua](mailto:valyan@onu.edu.ua))

**Глобальные геологические процессы в Каспийско-Средиземноморском регионе в миоцене-плейстоцене**  
**Esin N.V.<sup>1</sup>, Esin N.I.<sup>1</sup>, Yanko-Hombach V.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Southern Branch; <sup>2</sup>I.I.Mechnikov National University, Odessa, Avalon Institute of Applied Science, Winnipeg Canada)

**The global geological processes in the Caspian-Mediterranean region during the Miocene-Pleistocene**

Ключевые слова: Черноморско-Средиземноморский бассейн, мессинский кризис, моря Паратетиса, проливы Дарданеллы, Босфор и Гибралтар

В докладе будут рассмотрены глобальные гидродинамические процессы, протекавшие в последние 10 млн. лет в Каспийско-Средиземноморском регионе: образование и последующее исчезновение морей Паратетиса, мессинский кризис Средиземного моря, образование проливов и механизм образования глубоководной котловины Черного моря.

В последние годы для описания геологических процессов многократно применялись методы математики, гидромеханики, физике. Благодаря этому удалось решить ряд проблем, объясняющие эволюцию морей Паратетиса, древних каспийских трансгрессивных морей, а так же особенности водообмена между морями Паратетиса и другими. Стало понятным, что многие геологические проблемы нельзя решить только геологическими методами.

В миоцене-плейстоцене в Каспийско-Средиземноморском регионе происходили глобальные гидродинамические и литодинамические процессы, последствия которых были, в целом, положительными для развития современной цивилизации. К ним относятся несколько смещенные во времени друг относительно друга процессы образования морей Паратетиса и их неожиданное исчезновение; формирование проливов Босфор, Дарданеллы, Маньч; высыхание воды в Средиземном море и вторичное заполнение его океанской водой; образование пролива Гибралтар; вертикальные движения земной коры, вызванные изменением давления на дно Средиземного моря; образования глубоководной котловины Черного моря. Все эти процессы были взаимосвязаны и оказывали определенное влияние друг на друга. В 70-х годах прошлого столетия была составлена математическая модель, описавшая основные изменения Средиземного моря и образование пролива Гибралтар во время

мессинского соляного кризиса [1, 2]. В последние годы была создана модель, основанная на новом геологическом материале [3]. Недавно была представлена модель образования и последующего исчезновения морей Паратетиса [4]. В настоящем докладе эти процессы показаны в их геологической последовательности и рассмотрено их взаимное влияние с учетом действия физических законов.

*Динамика уровней морей Паратетиса, образование проливов Босфор, Дарданеллы, Маныч.*

Первое море Паратетиса Сарматское было образовано в обширной депрессии между морями Черным и Каспийским. Выход воде из этой депрессии закрывал горный массив высотой не более +(115-120) м относительно современного уровня океана. Во время таяния ледников депрессия заполнялась водой до минимальной отметки вершины горы. В процессе дальнейшего поступления воды. Она начинала переливаться через гору в Средиземное море. Поток воды образовал русло реки, пересекающей горный массив. Дно русла этой реки фактически контролировало уровень воды в морях Паратетиса. Когда русло реки, которая к концу миоцена превратилась в пролив Босфор, вода из указанных морей вытекала в Средиземное море. Этот процесс стал причиной исчезновения морей, соизмеримых по площади со Средиземным морем.

Отметим, что в моря Паратетиса поступала только пресная вода из рек. Расчеты показали, что если бы в депрессию поступала соленая вода из океана, к настоящему времени дно депрессии было бы покрыто слоем соли в сотни метров. К тому же уровень морей Паратетиса был на многие десятки метров выше уровня океана.

*Мессинский соляной кризис Средиземного моря.*

Средиземное море является бассейном с большим отрицательным значением пресноводного баланса. В настоящее время он равен  $-1700 \text{ км}^3/\text{год}$ . Пополнение моря водой происходило из Атлантического океана. До мессинского кризиса вода поступала в Средиземное море по проливам, находящимся на севере Африки. Но примерно 5.6 млн. лет назад эти проливы были засыпаны осадком и прекратили свое существование. По современным представлениям иссыхание моря началось 5.6 млн. лет назад, а закончилось 5.33 млн. лет назад [3], когда море было повторно заполнено атлантической водой через новый образовавшийся пролив Гибралтар. Механизм процесса заполнения моря океанской водой был описан ранее [1, 2]. Известные по многим публикациям озера с распресненной водой, которые обнаружены в восточном бассейне, были созданы пресной водой, поступившей вначале из морей Паратетиса, а затем из Черного моря. По нашим расчетам, расход воды в реке, вытекающей из Черного моря, мог изменяться от  $100 \text{ км}^3/\text{год}$  (в ледниковый период) до  $200 \text{ км}^3/\text{год}$  (в климатический оптимум) и, вероятно, до  $1000 \text{ км}^3/\text{год}$  и более (во время таяния ледников). Эти воды образовывали стабильные озера с

распресненной водой, даже в период мессинского кризиса.

Мощный поток пресной воды в проливе Дарданеллы с выносом туда акчагыльской фауны (3.3.–1.8 млн. лет назад) было исследовано [5]. Это открытие было трудно объяснимо, поскольку находилось в противоречии с другими геологическими материалами. Но на самом деле в этом ничего загадочного не было. Ко времени акчагыльской трансгрессии уже существовали проливы Босфор и Дарданеллы и по ним вода из Черного моря свободно перетекала в Средиземное море. Для того, чтобы это происходило, не требовалось повышать уровень Каспийского моря до +100 м. Вода могла перетекать и при меньшем уровне. По результатам наших расчетов, уровень этого моря мог быть на отметках от +50 до +70 метров.

По результатам бурения и сейсмоакустической съемки в проливе Гибралтар [3], сделан весьма интересный вывод о чрезвычайно быстром заполнении после мессинского кризиса Средиземного моря океанской водой. По его представлениям эрозия дна пролива могла достигать 0.4 м в сутки, а скорость повышения уровня Средиземного моря – 10 м в сутки. Некоторый недостаток выполненных расчетов состоит в следующем. Если бы в настоящее время уровень Средиземного моря быстро опустился на 1500 метров, то по двум рекам, протекающим через пролив Гибралтар и через прямолинейное сечение пролива размером 10000м x 200 м из океана хлынул бы в море поток воды, который бы мог поднимать уровень моря со скоростью до 10 м в сутки. Но реально процесс протекал не так. Вначале вода наполняла Средиземное море из двух рек. Затем ширина пролива начала увеличиваться за счет появления прямоугольного сечения пролива. На этом этапе расход воды в проливе резко увеличивался и уровни воды в океане и в море могли сравняться и одностороннее течение прекратиться, например, когда глубина пролива была равна не 200 м, как в настоящее время, а, например, 50 м. Из теории «быстрого» наполнения моря следует, так же, что слой эвапоритов толщиной до 3 км не мог образовываться за несколько месяцев. Для этого требуется сотни тысяч лет испарения воды. Следовательно, если признать правильной теорию «быстрого» заполнения Средиземного моря, тогда следует принять, что слой эвапоритов образовался в период медленного закрытия проливов, проходящих по северной части Африки. По результатам нашей модели, процесс заполнения водой продолжался около 200 тыс. лет [1,2].

*Взаимное влияние морей Средиземного, Черного, Каспийского и древних морей Паратетиса друг на друга.*

Некоторое взаимодействие морей Паратетиса и Средиземного началось примерно 10 млн. лет назад, когда уровень сарматского моря поднялся выше горы между морями Черным и Средиземным, и пресная вода стала перетекать в Средиземное море. В это время началась процесс эрозии, в результате которой образовались проливы Босфор и Дарданеллы. Этому процессу активно содействовало Средиземное море. Его уровень совершал

периодические гляциоэвстатические колебания с амплитудой до 100 м. Благодаря этому периодически увеличивался базис эрозии, что инициировало процесс углубления дна пролива, т.е. процесс эрозии в проливе.

Когда дно проливов опустилось ниже трансгрессивного уровня океана, расход пресной воды в проливе увеличился, ориентировочно, от 100 до 200 км<sup>3</sup>/год и более. При такой величине притока пресной воды в восточной части Эгейского моря происходило сильное распределение воды и там появилась пресноводная фауна.

Во время мессинского соляного кризиса в восточный бассейн втекал значительный объем пресной воды, и площадь образовавшегося озера изменялась от 100000 до 200000 км<sup>2</sup>. Полученные нами теоретические выводы полностью подтверждены результатами геологических исследований [6].

#### *Гипотеза о механизме образования глубоководной черноморской котловины.*

Очень многие геологи, изучающие геологию Черного моря, делают заключение, что черноморская котловина образовалась примерно 5 млн. лет назад [7]. До этого море было мелководным. По нашему мнению, создание глубоководной котловины связано с мессинским соляным кризисом Средиземного моря. Как мы отметили выше, во время иссыхания моря давление на дно уменьшилось и оно начало воздыматься. При этом дно тянуло за собой магму из соседних участков дна моря со всех направлений. Это создавало отрицательное давление, которое и приводило к погружению побережья. Чтобы дно моря могло подняться вверх на отметку равновесия силы тяжести и силы Архимеда, земная кора в соответствующем объеме должна опуститься в магму для компенсации объема поднятого дна. Эта сила совместно с силой тяжести преодолела силу трения, и на современной территории Черного моря произошло быстрое сползание вниз огромной массы осадков. Осадки опустились на несколько километров, создав глубокую котловину площадью в 400 тыс. км<sup>2</sup>. Таким образом, по нашему мнению, в этом процессе важную роль сыграла сила, возникшая во время воздымания дна Средиземного моря.

#### *Выводы*

Выполнен анализ влияния морей Паратетиса, а позже, Черного и Каспийского морей на процессы эволюции Средиземного моря. Показано, что эти моря поставляли пресную воду в Средиземное море, начиная со среднего миоцена и до голоцена. Во время мессинского кризиса Средиземного моря в восточном бассейне этого моря существовало озеро из распределенной воды площадью от 100 до 200 тысяч км<sup>2</sup>. Полученные результаты, касающиеся поступления пресной воды, полностью соответствуют выводам статьи [6], полученным по результатам геологического материала. По нашему мнению, значительный вклад в

распреснение воды в восточном бассейне не могли внести местные реки. На всех этапах развития Средиземного моря основной вклад в распреснение вносили воды, поступающие в это море из морей Паратетиса, Черного и Каспийского. Еще следует отметить, что в моря Паратетиса поступала только пресная вода тающих ледников. Если бы в них поступала вода из океанов, на дне морей Паратетиса образовался бы слой соли, как это было в Средиземном море во время мессинского кризиса.

По нашему мнению глубоководная котловина Черного моря образовалась во время мессинского кризиса как реакция земной коры на вертикальные движения дна Средиземного моря. В докладе показан, так же, механизм образования проливов и механизм образования глубоководной котловины Черного моря.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Yesin (Esin) N.V., Dmitriyev V.A., Shimkus K.M., Ovchinnikov I.M. A model for the messinian events in the Mediterranean Sea // *International Geology Review*. 1986. V. 28 (1). P. 10–14.
2. Yesin (Esin) N.V., Dmitriyev V.A. On the possible mechanism of formation of the Messinian evaporites in the Mediterranean Sea // *International Geology Review*. 1987. V. 29(3). P. 258–263.
3. Carcuá-Cartellanos D., Estrada F., Jimener-Munt I. et al. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis // *Letters*. 2009. V. 462. P. 778–783.
4. Esin N. V., Yanko-Hombach V., Esin N. I. Evolutionary mechanism of the Paratethys Sea and its separation into the Black Sea and Caspian Sea // *Quaternary International*. 2016, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.019/>
5. Taner G. Die molluskentauna und pliorane stratigraphie der Halbinsel Gelibolu // *Communications de la faculté des sciences de l'Université d'Ankara, série GL, Géologie*. 1982. V. 25. P. 1–27.
6. Cagatay M.N., Gorur N., Flecker R. et al. Paratethyan-Mediterranean connectivity in the Sea of Marmara region (NW Turkey) during the Messinian // *Sedimentary Geology*. 2006. V. 188. P. 171–187.
7. Муратов М.В. Основные этапы истории развития областей, окружающих Черное море // *Земная кора и история развития Черноморской впадины*. М.: Наука, 1975. С. 125–131.
8. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд. МГУ, 2014. 270 с.

The report will consider the global hydrodynamic processes that took place in the last 10 million years in the Caspian-Mediterranean region: the formation and subsequent disappearance of the Paratethys seas, the Messinian crisis of the Mediterranean Sea, the formation of the straits, and the Mechanism of the Black deep-sea basin formation.

**Козина Н.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: kozina\_nina@bk.ru)

## **Карбонатонакопление в южной части Каспийского моря.**

### **Типы и распределение во времени**

**Kozina N.V.**

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Carbonates accumulation in the southern part of the Caspian Sea. Types and temporal distribution**

Ключевые слова: Каспийское море, донные осадки, карбонатонакопление, минералогия, геохимия, процессы седиментации

В статье показаны основные типы карбонатонакопления в южной части Каспийского моря.

Изучение и исследование разнообразных аспектов седиментации в Каспийском море являются чрезвычайно интересной и важной задачей, так как Каспийское море представляет собой один из крупнейших бессточных водоемов земного шара, расположенного как в гумидной, так и семиаридной и аридной зонах. Тем самым, осадочный материал в Каспийское море поступает с речным стоком, в виде аэрозолей через атмосферу и в меньшей степени вследствие абразии берегов. Кроме того, дно Южно-Каспийской котловины осложняется многочисленными вулканами, которые также являются источником осадочного материала в данный бассейн [1–3]. На полуострове Челекен наблюдается множество гидротермальных месторождений, которые разгружаются в Южно-Каспийскую котловину [1, 4–5]. Кроме того, для Южно-Каспийской котловины характерно возникновение сероводородного заражения в придонном слое воды [6], что также влияет на процессы седиментации.

Исследование и изучение донных осадков является наиболее важной задачей для понимания процессов седиментации. Донные осадки – это главный самописец природных процессов, работающий непрерывно (и в пространстве, и во времени) на протяжении десятков-сотен-тысяч и миллионов лет, в четырехмерной системе [7].

Карбонатонакопление является ведущим процессом в Южном Каспии, а карбонат кальция – одним из важнейших компонентов в поверхностных донных осадках южной части Каспийского моря. Закономерности карбонатообразования в донных осадках Каспийского моря изучались многими учеными [Бруевич, 1946; Горшкова, 1959; 1970; Лебедев, 1973; 1987; Хрусталеv, 1978; 1989; Сорокин, 1984; Куприн, 2003 и др.].

Материалом для исследования послужили пробы донных осадков, отобранных дночерпателем и мультикорером, автором с коллегами в экспедициях НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков» в 2010, 2012, 2013 и 2015

гг. в рамках проекта «Система Каспийского моря» под руководством академика А. П. Лисицына. Для данного бассейна впервые применен новейший пробоотборник (мультикорер), позволяющий сохранить верхний полужидкий слой (наилек) ненарушенным.

Аналитические исследования (гранулометрический анализ, минералогические исследования, определение общего, органического и карбонатного углерода, геохимические исследования) были выполнены в Лаборатории физико-геологических исследований и в Аналитической лаборатории ИО РАН. Методика этих анализов была описана в прошлых работах [3–5, 6, 8].

Природные условия и положение Каспийского моря способствуют образованию карбонатов биогенного и хемогенного происхождения, а также накоплению терригенных форм карбонатов. Карбонаты в Южном Каспии встречаются в виде кристаллов различной формы, карбонатно-глинистых масс, оолитов, раковин моллюсков и их детрита. С точки зрения минералогии, карбонаты представлены кальцитом, магнезиальным кальцитом, арагонитом, доломитом, сидеритом и кутнагоритом [8].

В предыдущих работах было показано распределение карбонатного материала в поверхностных донных осадках по площади моря [5], где максимальные концентрации  $\text{CaCO}_3$  присущи мелководным зонам ( $> 90\%$ ) и восточной части Южного Каспия (50–90%), а минимальные концентрации (10–20%) – западной части Южно-Каспийской котловины [5].

В донных осадках Южного Каспия *кальцит* встречается повсеместно с максимальными концентрациями до 70% в восточной части. Кальцит представлен разнообразными морфологическими типами: хемогенным (оолитовые пески, карбонатные корки, сферолиты, агрегатные скопления, сплошные волокнистые массы и др.), терригенным (кристаллы кальцита) и биогенным (частично двустворчатые моллюски, кокколитофориды). Кальцит в донных осадках был встречен в виде параллельно-шестоватых агрегатов (рис. 1а), сплошных волокнистых масс (рис. 1б), кристаллов с совершенной спайностью по ромбоэдру (рис. 1в), агрегатных скоплений (рис. 1г). *Арагонитом* сложены преимущественно двустворчатые моллюски. Иногда арагонит встречается в виде тонких игольчатых образований [1, 9]. *Mg-кальцит* встречается в осадках по всей площади дна Южного Каспия и его содержание колеблется от первых процентов до 15%. Наиболее широко распространены призматические кристаллы Mg-кальцита (рис. 1д). Концентрации *доломита* в Южном Каспии составляют  $< 5\%$ , и встречается он как на восточном шельфе, так и на западном шельфе. В восточную часть моря доломит приносится вместе с аэрозолями из пустынь, где содержание его составляет 2.1% [3–4]. В западную часть моря доломит попадает с речным стоком, поставляющим большое количество терригенного материала [1, 9]. *Сидерит* в виде сферолитов был обнаружен в донных осадках центральной части Южно-Каспийской котловины, где содержание

его составило 1–2%. Кроме того, сидерит был встречен в единичных зернах в восточной части бассейна (рис. 1е, ж). *Кутнагорит* был найден в осадках, обогащенных Mn, в Южно-Каспийской котловине на глубине 1000 м в верхних 3-х см осадка и представлен в виде скопления глобулярных форм (рис. 1з). [8]. Возможно, повышенные концентрации Mn в восстановленных условиях верхнего слоя донных осадков связаны с разгрузкой гидротермальных вод, обогащенных Mn, в районе полуострова Челекен [3, 5].

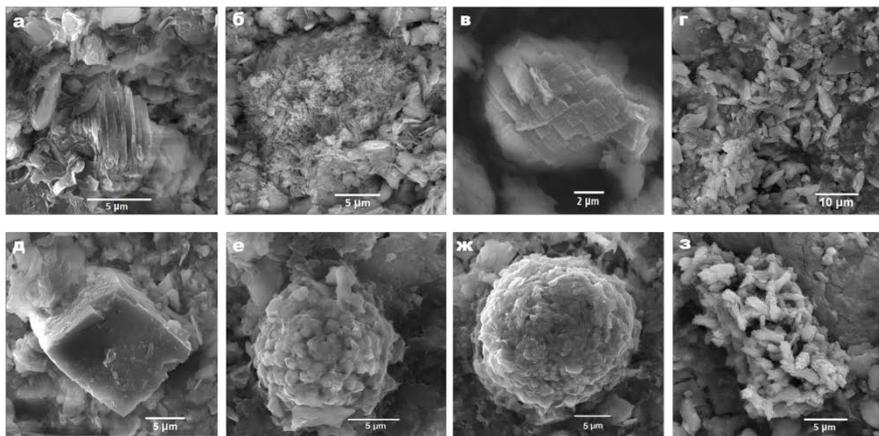


Рисунок 1. Образование кальцита (а–г), Mg-кальцита (д), сидерита (е–ж), кутнагорита (з) в Южно-Каспийской котловине.

Основные типы карбонатов в донных осадках Южной части Каспийского моря были выделены Л.И. Лебедевым, Е.Г. Маевым в прошлом столетии. За это время произошло много событий, повлиявших на процессы седиментогенеза. Одно из основных – это резкое снижение, а затем резкое повышение уровня Каспийского моря и, связанное с ним, исчезновение, а затем снова возникновение сероводородного заражения [6]. Таким образом, на основе новых данных (и опираясь на старые результаты) мы покажем распределение основных типов карбонатов в Южном Каспии.

Биогенное карбонатонакопление преобладает в шельфовых областях Южного Каспия (в мелководных зонах) и связано с высокой продуктивностью моллюсков. Шельфовые области Южного Каспия на глубинах от первых метров до 40–50 м (восточной части Южного Каспия) и до 50–100 м (западной части Южного Каспия) покрыты биогенным карбонатным материалом, представленным раковинами двустворчатых моллюсков и их обломками р. *Didacna*, *Cardium* и др. [2, 10]. С глубиной содержание биогенного материала уменьшается вплоть до полного исчезновения в глубоководной впадине. Кроме того, примесь биогенного

карбоната можно наблюдать во всех районах Южного Каспия.

Следуя с востока на запад, происходит замещение биогенного карбоната хемогенным. Участок, расположенный на глубинах от 40–50 м и приблизительно до 100 м, представлен биогенно-хемогенным карбонатом (оолитовые пески, карбонатные корки с примесью раковинного материала, сферолиты). Именно на этих глубинах происходит резкое уменьшение (в 7 раз) биомассы донных животных, что связано с ухудшением среды обитания и трофических условий [2, 10].

Следующая область, представленная преимущественно хемогенным карбонатом, протягивается с востока Южного Каспия (приблизительно со 100 м) и до западного склона Южно-Каспийской котловины (до 800 м). Содержание  $\text{CaCO}_3$  с востока на запад уменьшается, но ведущим остается хемогенное карбонатообразование. На глубинах от 50 до 200–300 м происходит наиболее интенсивное хемогенное карбоната накопление: вдоль восточного побережья Южного Каспия полосой протягивается толща известковых отложений с содержанием  $\text{CaCO}_3$  от 50 до 90%. Обломки раковин здесь встречены в единичных экземплярах. По данным минералогических исследований содержание кальцита в этих районах составляет 55–70%, концентрация доломита варьирует в пределах 5%, а сидерита – <1%. Кроме того, конечно, в этой области наблюдается примесь терригенного карбоната, так как аэрозоли воздушных масс поставляют из пустынь Средней Азии порядка 10% кальцита и 2% доломита [3–4]. В целом, хемогенное карбоната накопление встречается повсеместно в осадках восточной части, а также в небольших количествах – и в других районах Южного Каспия.

В западной части Южного Каспия происходит замещение хемогенного карбоната терригенным за счет обильных выносов обломочного материала горными реками, и на глубинах от 200–300 м до 600 м преобладающим становится терригенный карбонат. На более мелких участках западной части Южного Каспия наблюдается биогенно-терригенное и биогенное накопление карбонатного материала [1–2].

Таким образом, на западе Южного Каспия и частично в глубоководной впадине карбонатный материал имеет в основном обломочное происхождение. С удалением от основных источников терригенного материала и с уменьшением относительной роли терригенной составляющей карбонатность осадков постепенно растет, достигая максимума на востоке. В восточной части Каспийского моря аридный климат прилегающих бессточных областей суши оказывает существенное влияние на осадкообразование и способствует интенсивному развитию хемогенного карбоната.

В результате на распределение карбонатного материала в донных осадках Южного Каспия, также как и на формирование литологического, гранулометрического и минерального состава донных осадков, большое

влияние оказывает климатическая зональность, тектоника и морфология дна Каспийского моря, а также активный гидродинамический режим.

Автор признателна академику А.П. Лисицыну за поддержку и ценные советы, А.А. Кловиткину, Н.В. Политовой, А.Н. Новигатскому и М.Д. Кравчишиной за помощь в экспедициях, а также Л.В. Деминой и А. Г. Боеву за аналитические исследования.

Экспедиционные работы и часть аналитических исследований были выполнены при поддержке гранта РФФ № 14-27-00114; подготовка и обработка проб, минералогические исследования, интерпретация данных выполнены при поддержке гранта РФФИ № 16-35-60028.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.
2. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 184 с.
3. Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Дара О.М. и др. Минеральный состав осадочного материала в Каспийском море // Океанология. 2016. Т. 56. С. 935–945.
4. Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Дара О.М. Минеральный состав и потоки минералов во взвеси из толщи вод Каспийского моря // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 221–225.
5. Козина Н.В. Минеральный состав донных отложений и особенности современного осадконакопления в Каспийском море. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Москва: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2015. 245 с.
6. Система Каспийского моря. М.: Научный мир, 2016. Т. 1. 480 с.
7. Лисицын А.П. Аридная седиментация в Мировом океане, рассеянное осадочное вещество в атмосфере // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1398–1439.
8. Дара О.М., Леин А.Ю., Козина Н.В., Иванов М.В. Первая находка кутнагорита в современных отложениях Южно-Каспийской котловины // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 5. С. 572–576.
9. Хрусталеv Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.
10. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во МГУ, 2012. 263 с.

The article shows the fundamental data types of carbonates accumulation that were locate in the southern part of the Caspian Sea.

**Кравчишина М.Д.<sup>1</sup>, Леин А.Ю.<sup>1</sup>, Ключевиткин А.А.<sup>1</sup>,  
Политова Н.В.<sup>1</sup>, Новигатский А.Н.<sup>1</sup>, Русанов И.И.<sup>1,2</sup>,  
Саввичев А.С.<sup>1,2</sup>**

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

[kravchishina@ocean.ru](mailto:kravchishina@ocean.ru); <sup>2</sup>Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, ФИЦ «Фундаментальные основы биотехнологии» РАН, Москва)

**Сезонная динамика состава взвеси Каспийского моря по данным изотопных маркеров органического углерода  
Kravchishina M.D.<sup>1</sup>, Lein A.Yu.<sup>1</sup>, Klyuvitkin A.A.<sup>1</sup>, Politova N.V.<sup>1</sup>, Novigatsky A.N.<sup>1</sup>, Rusanov I.I.<sup>1,2</sup>, Savvichev A.S.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow; <sup>2</sup>Winogradsky Institute of Microbiology, Federal Research Centre «Fundamentals of Biotechnology» of RAS, Moscow)

**Seasonal Dynamics of Suspended Particulate Matter in the Caspian Sea According to Organic Carbon Isotopic Markers**

Ключевые слова: изотопный состав углерода, взвесь, Каспийское море

Изучен изотопный состав взвешенного органического углерода Каспийского моря в летне-осенний период 2008–2013 гг. Полученные данные позволили судить о преимущественном генезисе органического углерода во взвеси деятельного слоя водной толщи моря и выявить сезонную динамику автохтонной и аллохтонной составляющих взвеси в Среднем и Южном Каспии.

Взвесь Каспийского моря формируется преимущественно за счет продукции фитопланктона (автохтонного ОВ) и поступления терригенного материала (аллохтонного ОВ) со стоком больших и малых рек в гумидной зоне и эоловым путем в аридной зоне. Автохтонное и аллохтонное ОВ различаются по изотопному составу входящего в них  $C_{org}$  в среднем на 5‰, что позволяет судить о генезисе органического углерода во взвеси (ВОУ). Выявление источника ВОУ в Каспийском море в летне-осенний период с помощью изотопных маркеров ( $\delta^{13}C_{VOU}$ ) было целью нашей работы.

Материал для исследования собран в 29-, 35-, 39-, и 41-м рейсах НИС “Рифт” в ноябре 2008 г., июне 2010 г., мае–июне и октябре 2012 г., соответственно, а также во 2-м рейсе НИС “Никифор Шуреков” в августе–сентябре 2013 г. (рис.). Для определения содержания ВОУ и его изотопного состава ( $\delta^{13}C_{VOU}$ ) пробы фильтровали через фильтры GF/F, Whatman. Величину  $\delta^{13}C_{VOU}$  определяли на масс-спектрометре Delta Plus (Германия) с использованием стандарта PDB (аналитик Т.С. Прусакова, ФИЦ Биотехнологии РАН). Точность определения  $\pm 0.2\text{‰}$ . Изучено 153 пробы взвеси на 40 станциях. Подробнее о методике см. работу [1, 2].

Полученные данные позволяют судить о преимущественном генезисе  $C_{org}$  во взвеси деятельного слоя водной толщи моря [1]. Пределы колебаний

и средние величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в верхнем слое 0–40 м водной толщи моря (70 проб) в разные сезоны даны в таблице [1–4]. За репер терригенного ОВ нами принята величина  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -27.8\text{‰}$ , а за репер планктоногенного –  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -20.5\text{‰}$ .

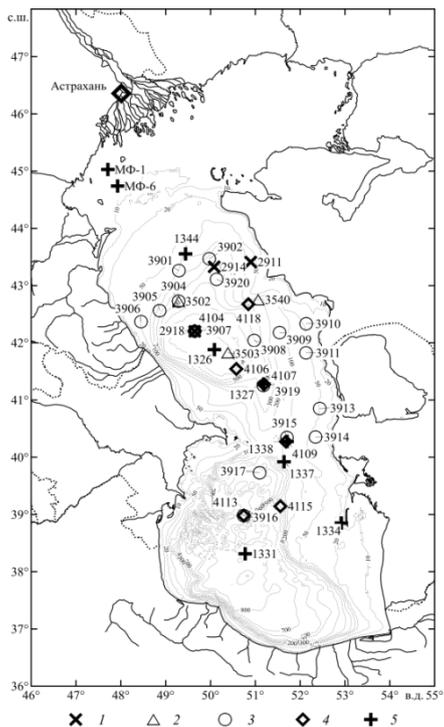


Рисунок. Картограмма станций изученности  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в рейсах ИО РАН в разные сезоны: 1 – с 7 по 22.11.2008 г.; 2 – с 4 по 19.06.2010 г.; 3 – с 21.05 по 9.06.2012 г.; 4 – с 5 по 31.10.2012 г.; 5 – с 21.08 по 9.09.2013 г.

Выявлены сезонные (раннелетний, позднелетний и осенний) изменения состава взвеси в верхнем слое водной толщи ~0–40 м в Среднем и Южном Каспии. Изотопный состав ВОУ отражает особенности этих изменений.

Во все изученные сезоны в Северном Каспии, как правило, наблюдались изотопно-легкий состав ВОУ и синфазное распределение концентраций взвеси и хлорофилла “а”, то есть сказалось влияние стока реки Волги. Сложность разделения величин изотопного состава аллохтонного и автохтонного ВОУ связана с тем, что значительная доля взвеси представлена пресноводным фитопланктоном (диатомовые, цианобактерии, зеленые и др.) и его детритом. Аналогичные виды водорослей широко распространены в Северном Каспии, изотопный состав которых близок

изотопному составу морского фитопланктона Среднего и Южного Каспия.

Таблица. Усредненные значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  и пределы их колебаний в верхнем слое 0–40 м водной толщи [1–4]

| Месяц и год             | Район    | Число проб | $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$ , ‰ |         |
|-------------------------|----------|------------|--|---------|
|                         |          |            | пределы колебаний                      | среднее |
| Ноябрь 2008 г.          | Средний  | 6          | –24.0...–21.8                          | –22.8   |
| Июнь 2010 г.            | Средний  | 11         | –25.6...–20.9                          | –23.5   |
| Май–июнь 2012 г.        | Средний  | 17         | –25.6...–23.0                          | –24.34  |
|                         | Южный    | 5          | –23.7...–23.0                          | –23.1   |
| Октябрь 2012 г.         | Средний  | 8          | –24.4...–23.0                          | –23.8   |
|                         | Южный    | 5          | –24.2...–23.8                          | –23.8   |
| Август–сентябрь 2013 г. | Северный | 2          | –26.2...–25.7                          | –26.0   |
|                         | Средний  | 10         | –27.8...–23.5                          | –26.0   |
|                         | Южный    | 6          | –25.5...–20.5                          | –24.1   |

Для летнего периода установлено уменьшение содержания изотопно-легкой терригенной составляющей взвеси, приносимой крупными реками в Северный Каспий, в направлении с севера на юг (по Транскаспийскому разрезу). Так, в Южном Каспии величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  были на 1.5–3.0‰ изотопно-тяжелее (то есть, обогащены изотопом  $^{13}\text{C}$ ), чем в Северном Каспии. Массовое развитие («цветение») фитопланктона (то есть автохтонного изотопно-тяжелого ОВ) в Среднем и Южном Каспии было приурочено к области термоклина. С мая по сентябрь наблюдалась смена ведущих взвесеобразующих факторов.

В раннелетний сезон (май–июнь) в Среднем Каспии в состав ВОУ входило фитопланктогенное ОВ (представленное, главным образом, холодноводным сообществом, состоящим из остатков зимне-весенних «цветений») и терригенное ОВ (принесенное реками в период весенне-летних половодий). В Южном Каспии терригенного ОВ в составе взвеси в этот период заметно меньше, чем фитопланктогенного, поскольку туда доходит меньше частиц речного генезиса. Так, в Дербентской впадине наблюдался сдвиг величин  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в сторону облегчения по сравнению с акваториями, лежащими к югу от этой впадины.

В позднелетний сезон (август–сентябрь) во взвеси открытых районов моря преобладал терригенный ВОУ, а планктоногенный к этому времени потреблялся микроорганизмами и частично погружался в более глубокие слои водной толщи [1]. «Цветение» тепловодного сообщества фитопланктона в Среднем и Южном Каспии наблюдалось на глубинах, соответствующих сезонному термоклину и было приурочено либо к сезонному апвеллингу у восточного берега моря, либо к мезомасштабным вихрям в глубоководных халистатических районах [5, 6].

Осенью (октябрь–ноябрь) в период сильных штормов верхние слои водной толщи перемешивались, усреднялись концентрация и изотопный состав ВОУ в Среднем ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -23.8\text{‰}$ ) и Южном ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -23.8\text{‰}$ )

Каспии. При этом в слой 0–40 м могло поступать ранее погруженное ОВ из более глубоких слоев водной толщи. Показано, что осенью в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) происходило депонирование ВОУ. Он накапливался, преимущественно, в составе биогенного ОВ, представленного микрозоопланктоном, фитопланктоном (диатомовые, дино- и зоофлагелляты) и детритом (остатки летних «цветений»), фрагменты макрофитов и тел мезозоопланктона). Погружению ВОУ, накапливающегося в ВКС, очевидно, препятствовало наличие сезонного термо- и пикноклина. В октябре–ноябре фитопланктон относительно равномерно распределялся в ВКС, не образуя массовых скоплений и «цветений». Однако насыщение клеток хроматофорами (адаптация к относительно низкому уровню освещенности), вхождение в состав доминант зеленых водорослей и накопление детрита в ВКС способствовало тому, что интегральная концентрация хлорофилла «а» осенью не уменьшалась, а даже заметно увеличивалась по сравнению с летним сезоном.

Наблюдалось неординарное явление, когда осенью при более слабых «цветениях» фитопланктона в ВКС обнаруживался сдвиг величин  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в сторону утяжеления по сравнению с летним сезоном, когда фиксировались массовые скопления и феноменальные «цветения» фитопланктона, приуроченные к области термоклина. Это утверждение справедливо как для Среднего Каспия, так и, вероятно, для Южного Каспия, но для последнего требуется накопить больше фактических данных.

В аэробной водной толще Среднего Каспия, как правило, отмечалась тенденция утяжеления значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  от слоя термоклина к придонному горизонту (увеличение вклада ОВ планктонного генезиса).

В водной толще глубоководных впадин (Дербентской и Южно-Каспийской) в анаэробных условиях концентрация взвеси обычно мала (менее 0.4 мг/л), а содержание ВОУ не превышало следовых значений. Так в анаэробной водной толще с сероводородом и метаном (глубина >660 м) значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  колебались в пределах от –26 до –29‰. Такие величины изотопного состава взвеси могут быть объяснены, во-первых, биогеохимическими процессами: происходит микробный автотрофный процесс метаногенеза с образованием изотопно-легкой биомассы микроорганизмов – новообразованного ВОУ [1]. Во-вторых, могут быть лабораторным артефактом из-за низкого содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$  в пробах, снижающего точность определений. Очевидно, дальнейшие исследования изотопного состава углерода глубинной водной массы позволят прийти к однозначному выводу.

Таким образом, величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  Каспийского моря в летне-осенний период изменялись от –27.8 до –20.5‰. Значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  от –22 до –20‰ более всего отвечают изотопному составу ВОУ морского планктона (автохтонного ОВ) Каспийского моря, а значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  от –27.8 до –26‰

больше соответствуют ВОУ привносимому со стоком реки Волги.

Географическое разделение Каспия на Северный, Средний и Южный согласуется с результатами изотопного анализа ВОУ в поверхностном слое водной толщи. Выводы о сезонной динамике состава ВОУ в слое ~0–40 м требуют дальнейшего изучения и подтверждения с помощью других биомаркеров.

Авторы благодарят академика А.П. Лисицына – научного руководителя исследований, и Т.С. Прусакову за определения на масс-спектрометре.

Обработка материалов выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14–27–00114–П; интерпретация данных проведена в рамках Госзадания ИО РАН на 2015–2017 гг. по теме № 0149–2014–0026.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lein A.Yu., Savvichev A.S., Kravchishina M.D. et al. Microbiological and biogeochemical properties of the Caspian Sea sediments and water column // *Microbiology*. 2014. V. 83. № 5. P. 648–660.
2. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Паутова Л.А. и др. Вертикальное распределение взвешенных веществ в Каспийском море в начале лета // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 6. С. 901–918.
3. Леин А.Ю., Русанов И.И., Кловиткин А.А. и др. Биогеохимические процессы в водной толще Каспийского моря в ноябре 2008 г. // *Докл. РАН*. 2010. Т. 434. № 6. С. 786–790.
4. Леин О.Ю., Русанов И.И., Кравчишина М.Д., Иванов М.В. О генезисе органического и карбонатного углерода в осадках Северного и Среднего Каспия (по изотопным данным) // *Литология и полезные ископаемые*. 2012. № 4. С. 319–332.
5. Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Востоков С.В. и др. Особенности вертикальной структуры летнего фитопланктона глубоководных районов Каспийского моря // *Докл. РАН*. 2015. Т. 462. № 4. С. 479–483.
6. Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Силкин В.А., Лисицын А.П. Феномен массового развития инвазийной потенциально токсичной динофлагелляты *Gonyaulax polygramma* в глубоководных районах Каспийского моря // *Докл. РАН*. 2017. Т. 474. № 4. С. 495–500.

We studied the stable isotopic composition of suspended particulate organic carbon ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ ) in the water column of the Caspian Sea. The samples of suspended particulate matter (SPM) were collected during summer-autumn period in 2008–2013. These data allowed us to consider the main genesis of POC in the surface active water layer (0–40 m). The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$  value of  $-27\%$  (PDB) we accepted for terrestrially-derived organic matter and  $-20.5\%$  (PDB) – for predominantly derived from *in situ* biological production. We revealed the seasonal (early summer, late summer and autumn) variations of the SPM composition in the surface active layer of the sea. In autumn the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$  were shifted towards heavier values (under weaker “blooming” of phytoplankton) in comparison with the summer season (during mass development and phenomenal “blooming” of phytoplankton, confined to the thermocline area).

**Курбанов Р.Н.<sup>1,2</sup>, Мюррей Э.С.<sup>3</sup>, Янина Т.А.<sup>1</sup>,  
Свистунов М.И.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail:

[roger.kurbanov@gmail.com](mailto:roger.kurbanov@gmail.com); <sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва; <sup>3</sup>Лаборатория люминесцентного датирования, Факультет наук о Земле, Орхусский Университет, Дания)

**Новые данные по геохронологии палеогеографических событий позднего плейстоцена Северного Прикаспия (по результатам ОСЛ-датирования)**

**Kurbanov R.N.<sup>1,2</sup>, Murray A.S.<sup>3</sup>, Yanina T.A.<sup>1</sup>, Svistunov M.I.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Faculty of Geography, Moscow State University; <sup>2</sup>Institute of Geography RAS; <sup>3</sup>Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Department of Geoscience, University of Aarhus)

**New results on chronology of Late Pleistocene paleogeographical events of Northern Caspian Sea (optically stimulated luminescence dating)**

Ключевые слова: Каспийское море, ОСЛ-хронология, возраст Хвалынской трансгрессии

Получены новые данные по абсолютному возрасту для серии опорных разрезов Нижнего Поволжья методом оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ). Результаты подтверждают молодой возраст трансгрессивного этапа раннехвалынской эпохи, когда формировались толщи шоколадных глин северной части Нижнего Поволжья. При этом, абсолютные высоты отбора образцов (9.33; 8.51 и 6.98 м) указывают на то, что положение уровня моря было выше этих отметок, а скорость осадконакопления составляла около 50 см/год.

Проблема периодизации истории развития природной среды является одной из наиболее острых в настоящее время. Для Каспийского региона нехватка фактического материала по хронологии палеогеографических событий позднего плейстоцена стала причиной сложившегося в настоящее время отсутствия единого взгляда на масштаб, длительность и положение отдельных трансгрессивных и регрессивных этапов. Так, по-прежнему продолжается дискуссия относительно возраста наиболее крупной по масштабу позднеплейстоценовой трансгрессивной эпохе Каспия – хвалынской. Возрастные оценки специалистов меняются в диапазоне от 70 тыс. [1] до 20 тыс. лет [2, 3], в то время как позднехвалынский этап включается в рамки голоцена [4]. Получение современной геохронологической схемы эволюции природной среды Каспийского региона является, на наш взгляд, первоочередной задачей для создания надежной базы палеогеографических корреляций и реконструкций.

Для определения возраста раннехвалынской трансгрессии были выбраны три разреза Нижнего Поволжья – стратотипического региона позднего

плейстоцена Каспийской области: Средняя Ахтуба, Райгород и Ленинск. Все три разреза характеризуются наличием мощной толщи «шоколадных глин» и присутствием в них хвалынской фауны [5].

Наша хронология основана на определении возраста методом оптически-стимулированной люминесценции [6] по образцам кварца и полевого шпата песчаной размерности (от 90 до 250 мк). Пробы были подготовлены по стандартной методике. Выбранные после ситования фракции мелкого и среднего песка обработаны 10% HCl и H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, а затем 10% и 40% HF. Люминесцентное датирование выполнялось на Risø TL/OSL reader.

ОСЛ сигнал по кварцу однородный, коэффициенты восстановления дозы являются удовлетворительным ( $1.02 \pm 0.04$ ,  $n = 16$ ), а образцы современных аналогов, так же как соотношение сигнала по кварцу и полевоому шпату, указываются на достаточное обнуление сигнала. Наши результаты показывают, что раннехвалынские шоколадные глины трех разрезов характеризуются возрастом от 12 до 17 тыс. лет (9 датировок). Возрастные оценки, полученные для морских хвалынских осадков, подтверждаются датировками по вышележащим каштановым почвам (от 0.16 до 8 тыс. лет) и подстилающим лёссово-почвенным сериям (20–25 тыс. лет) для всех трёх изученных разрезов.

Полученные результаты подтверждают молодой возраст трансгрессивного этапа раннехвалынской эпохи, когда формировались толщи шоколадных глин северной части Нижнего Поволжья. При этом, абсолютные высоты отбора образцов (9.33; 8.51 и 6.98 м) указывают на то, что положение уровня моря было выше этих отметок, а скорость осадконакопления составляла около 50 см/год.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект 16-17-10103.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рычагов Г.И. Хвалынский этап в истории Каспийского моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2014. № 3. С. 3–9.
2. Dolukhanov P.M., Chepalyga A.L., Lavrentiev N.V. The Khvalynian transgressions and early human settlement in the Caspian basin // Quaternary International. 2010. V. 225. № 2. P. 152–159.
3. Arslanov K.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L. et al. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian sea coasts according to 14c and 230th/234u methods // Quaternary International. 2016. V. 409. P. 81–87.
4. Svitoch A.A. Khvalynian transgression of the Caspian Sea was not a result of water overflow from the Siberian proglacial lakes, nor a prototype of the Noachian flood // Quaternary International. 2009. V. 197. № 1–2. P. 115–125.
5. 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.

6. Murray A.S., Wintle A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol // Radiation Measurements. 2000. V. 32. № 1. P. 57–73.

New data on the OSL-age for a series of reference sections of the Lower Volga region confirm young age of the transgressive stage of the Early Khvalynian era when the chocolate clays of the northern part of the Lower Volga region were formed. In this case, the altitude of the samples (9.33, 8.51 and 6.98 m) are indicating the fact that the sea level was higher, and the approximate sedimentation rate were 50 cm/year.

**Маслов А.В.<sup>1</sup>, Козина Н.В.<sup>2</sup>, Шевченко В.П.<sup>2</sup>,  
Клювиткин А.А.<sup>2</sup>, Сапожников Ф.В.<sup>2</sup>, Завьялов П.О.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: amas2004@mail.ru; <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

**Систематика ряда редких и рассеянных элементов в современных донных осадках Каспийского моря: к реконструкции состава пород в областях размыва  
Maslov A.V.<sup>1</sup>, Kozina N.V.<sup>2</sup>, Shevchenko V.P.<sup>2</sup>, Klyuvitkin A.A.<sup>2</sup>, Sapozhnikov Ph.V.<sup>2</sup>, Zaviyalov P.O.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Yekaterinburg; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Systematics of some trace elements in modern bottom sediments of the Caspian Sea: to reconstruction of catchment area composition**

Ключевые слова: геохимия, современные донные осадки, Каспийское море

Проанализированы свойственные современному донным осадкам Каспия значения ряда индикаторных отношений редких и рассеянных элементов (La/Sm, Sc/Th, La/Sc, Th/Co, Zr/Cr и Sc/Th). Сделан вывод об отсутствии заметных различий между ними в осадках различных седиментационных подсистем Каспия.

Выполненный ранее [1, 2] анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и систематики  $\epsilon_{Nd}(0)$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в современных донных осадках (СДО) Каспийского моря позволил установить отсутствие заметных различий указанных параметров для всех его седиментационных подсистем. В целом РЗЭ- и  $^{87}Sr/^{86}Sr$ -систематика СДО Каспия демонстрирует доминирование в них взвешенного материала р. Волга. Соответственно роль кластики, в том числе и тонкозернистой, поступающей в Каспий с окружающих его горных сооружений (Кавказ, Эльбурс и др.), уже недалеко от бережий оказывается небольшой.

В настоящем сообщении рассматриваются особенности распределения в СДО Каспия ряда редких и рассеянных элементов, позволяющих достаточно корректно судить о составе пород в областях размыва. Для этого использованы пробы, отобранные дночерпателем в 35-, 39- и 41-м рейсах НИС “Рифт”, рейсах НИС “Никифор Шуреков” в 2013 и 2015 гг. и экспедиции на р. Урал в 2016 г. на НИС “Амангалиев Дуйсекеш” (рис. 1). Исследованный материал включал в дельте Волги – пелитовую взвесь (ст. Якорь-2), в маргинальном фильтре р. Урал – песчано-алеврито-пелитовые илы с примесью ракушечного материала. В Северном Каспии и волжском маргинальном фильтре – пелитовые и песчано-алеврито-пелитовые илы. В

Среднем Каспии отобраны пробы пелитовых илов. Такой же материал был поднят в Южном Каспии. Кроме того, непосредственно у западного побережья Каспия против устья р. Терек (ст. 4101, 1528 и 1527), между устьями рр. Сулак и Терек (ст. 1516, 1517), в окрестностях Дербента и Избербаша (ст. 1523 и 1522) отобраны пробы пелитовых и алевроито-песчано-пелитовых илов. Количество глинистой фракции во всех пробах составляло >50%. Определение содержаний элементов-примесей проведено методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН.

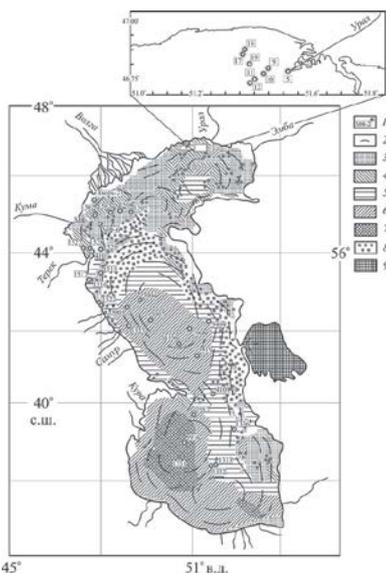


Рисунок 1. Станции, на которых выполнены отбор проб СДО Каспия (по [1] с дополнениями): 1 – станция и ее номер; 2 – направление течений; 3–7 – количество пелитовой фракции (%) в осадках, по (Н.М. Страхов, 1950) (3 – менее 5, 4 – 5–10, 5 – 10–30, 6 – 30–50, 7 – более 50); 8 – ракушняки; 9 – химические осадки Кара-Богаз-Гола.

Водосбор Каспия включает Русскую плиту, Бол. и Мал. Кавказ, горные сооружения Ирана и Уральскую складчатую систему, сложенные породами широкого возрастного диапазона [1 и ссылки там]. Так, чехол Русской плиты представлен осадочными породами верхнего палеозоя, юры и мела. На Бол. Кавказе обнажены мезо-кайнозойские осадочные и эффузивные образования, а также палеозойские метаморфические и магматические породы. На Мал. Кавказе развиты эффузивные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, прорванные гипербазиитами и гранитоидами. Северный фланг Эльбурса представлен мезозойскими осадочными породами и кайнозойскими вулканитами, а на территории Копет-Дага преобладают осадочные образования. Уральская складчатая система сложена магматическими, вулканогенно-осадочными и осадочными комплексами верхнего докембрия и палеозоя; существенную роль среди них играют породы основного состава и гранитоиды. Столь большое количество питающих провинций значительно затрудняет анализ их вклада в формирование геохимического облика СДО Каспия.

Одним из широко используемых приемов реконструкции состава пород на палеоводосборах при исследовании разнообразных осадочных последовательностей является анализ присущих глинистым породам отношений ряда редких и рассеянных элементов (например, Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr и др.), так как их значения в основных и кислых магматических породах достаточно сильно различаются [3]. Детали подобных исследований можно найти в [4–6 и др.]. Мы применили этот подход к анализу распределения элементов-примесей в СДО Каспия.

Средние, минимальные и максимальные концентрации ряда элементов-примесей, которые далее используются при построении парных диаграмм, приведены в табл. 1. Из ее анализа следует, что каких-либо статистически значимых отличий в содержаниях Sc, Cr, Co, Zr, La, Sm и Th в пробах СДО, отобранных в близбереговой зоне и пробах, представляющих станции, расположенные в открытом море, не наблюдается.

Таблица 1. Средние, минимальные и максимальные концентрации ряда элементов-примесей в СДО Каспийского моря, г/т

| Компоненты | Вся совокупность проб | Пробы, отобранные у берега | Пробы, отобранные в открытом море |
|------------|-----------------------|----------------------------|-----------------------------------|
| Sc         | <u>7,23±3,02</u>      | <u>6,10±2,69</u>           | <u>7,82±3,11</u>                  |
|            | 1,56–13,75            | 1,56–9,63                  | 1,78–13,75                        |
| Cr         | <u>63,41±34,80</u>    | <u>54,76±21,58</u>         | <u>68,60±40,63</u>                |
|            | 26,31–219,33          | 33,74–116,66               | 26,31–219,33                      |
| Co         | <u>9,10±4,73</u>      | <u>6,75±3,70</u>           | <u>10,43±4,88</u>                 |
|            | 2,17–19,90            | 2,54–13,19                 | 2,17–19,90                        |
| Zr         | <u>96,63±68,63</u>    | <u>90,04±30,97</u>         | <u>101,34±84,35</u>               |
|            | 39,78–467,63          | 49,70–176,96               | 39,78–467,63                      |
| La         | <u>18,56±5,86</u>     | <u>17,43±5,18</u>          | <u>19,14±6,32</u>                 |
|            | 7,94–32,94            | 7,97–24,73                 | 7,94–32,94                        |
| Sm         | <u>3,48±1,08</u>      | <u>3,26±0,89</u>           | <u>3,60±1,19</u>                  |
|            | 1,47–6,06             | 1,47–4,49                  | 1,52–6,06                         |
| Th         | <u>5,73±2,47</u>      | <u>5,04±2,22</u>           | <u>6,09±2,60</u>                  |
|            | 1,41–9,79             | 1,75–8,07                  | 1,41–9,79                         |

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальные значения.

При рассмотрении положения точек проб СДО на диаграммах La/Sm–Sc/Th и La/Sc–Th/Co (рис. 2а, б) хорошо видно, что все они локализованы довольно компактно и примерно на равном расстоянии от точек таких референтных объектов как базальты палеозоя и мезо-кайнозоя и граниты палеозоя (все по [7]). На диаграмме La/Sm–Sc/Th к образуемой точками СДО Каспия области тяготеют средние составы PAAS (средний постархейский австралийский сланец, [4]), UCC (верхняя континентальная

кора, [8]) и мезо-кайнозойских фельзитов. Последние на диаграмме La/Sc–Th/Co, благодаря несколько более высоким, чем у подавляющего большинства проб СДО величинам Th/Co, занимают обособленное положение, но кардинально общую картину это не меняет (см. рис. 2б). Сходная ситуация характерна и для распределения проб СДО Каспия на диаграмме Zr/Cr–Sc/Th (не показана).

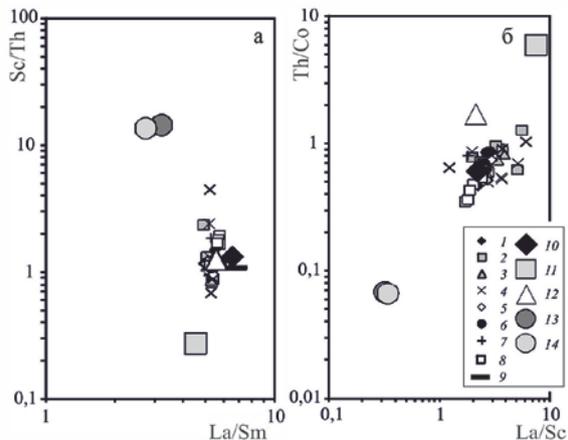


Рисунок 2. Положение точек проб СДО Каспийского моря на диаграммах La/Sm–Sc/Th (а) и La/Sc–Th/Co (б): 1 – дельта Волги; 2 – против устья р. Урал; 3 – против устья р. Терек; 4 – Северный Каспий; 5 – Средний Каспий; 6 – западное побережье между устьями Терека и Сулака; 7 – окрестности Дербента и Избербаша; 8 – Южный Каспий; 9 – РААС; 10 – UCC; 11 – граниты PZ; 12 – фельзиты MZ-KZ; 13 – базальты PZ; 14 – базальты MZ-KZ.

Показательно, что также как и по содержаниям элементов-примесей, между пробами СДО, отобранными на станциях, расположенных вблизи западного побережья (осадочный материал сюда выносится реками, дренирующими преимущественно северный и северо-восточный склоны Бол. Кавказа), и пробами из открытых частей Каспия по индикаторным отношениям редких и рассеянных элементов принципиальных отличий не наблюдается. Это позволяет подтвердить сделанный ранее на анализе распределения РЗЭ и систематики  $\epsilon_{Nd}(0)$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  вывод о том, что “... роль кластики, в том числе и весьма тонкозернистой, поступающей в Каспий с окружающих его молодых горных сооружений ... уже недалеко от побережий оказывается небольшой. Взвешенный материал впадающих в Каспийское море рек, дренирующих, как метаморфические, так и вулканогенные комплексы Бол. и Мал. Кавказа, Эльбурса, а также Урала, на геохимический облик СДО Каспия ... либо не оказывает существенного

влияния вообще, либо последнее весьма невелико” [1, с. 206]. К сожалению, по имеющемуся у нас материалу трудно судить о вкладе в формирование СДО Каспия эолового материала, поступающего с плато Устюрт, Каракумов и Кызылкумов и других регионов.

Авторы признательны экипажам НИС “Никифор Шуреков”, “Рифт” и “Амангалиев Дуйсекеш”, а также М.Д. Кравчишиной, А.Н. Новигатскому и А.С. Филиппову за помощь в экспедициях, академику РАН А.П. Лисицыну за поддержку.

Экспедиция на НИС “Никифор Шуреков” в 2015 г. и интерпретация результатов выполнены при поддержке гранта РФФ № 14-27-00114 (Н.В. Козина, А.А. Клювиткин, В.П. Шевченко). Полевые исследования в устье реки Урал проведены при поддержке гранта РФФ № 14-50-00095 (П.О. Завьялов, Ф.В. Сапожников). Подготовка проб выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-35-60028 (Н.В. Козина).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маслов А.В., Козина Н.В., Клювиткин А.А. и др. Распределение редкоземельных элементов и систематика  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в современных донных осадках Каспийского моря // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 2. С. 203–207.
2. Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др. Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек Мира: опыт сопоставления // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.
3. Интерпретация геохимических данных / Отв. ред. Складов Е.В. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
4. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
5. Cullers R.L. The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 107–131.
6. Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н. и др. Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 6. С. 463–492.
7. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
8. Rudnick R.L., Gao S. The composition of the continental crust // The Crust / Holland H.D., Turekian K.K. (Eds) // Treatise on Geochemistry. V. 3. Oxford, N.Y.: Elsevier, 2003. P. 1–64.

The values of some indicators of relationships of rare and trace elements (La/Sm, Sc/Th, La/Sc, Th/Co, Zr/Cr and Sc/Th) in the modern bottom sediments of the Caspian Sea have been analyzed. It is concluded that there are no significant differences between them in sediments of different depositional subsystems of the Caspian Sea.

## **Немировская И.А.<sup>1</sup>, Островская Е.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширишова РАН, Москва; e-mail: [nemir@ocean.ru](mailto:nemir@ocean.ru),

<sup>2</sup>Каспийский морской научно-исследовательский центр, Астрахань)

### **Изменчивость взвеси и органические соединения в седиментационных процессах водосбора Волги и в Северном Каспии**

## **Nemirovskaya I.A.<sup>1</sup>, Ostrovskaya E.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, <sup>2</sup>Caspian Marine Research Center, Astrakhan)

### **Variability of suspended matter and organic compounds in the sedimentation processes of the Volga River in the Northern Caspian**

Ключевые слова: Волга, Северный Каспий, загрязнение, углеводороды, аэрозоли, взвесь, донные осадки

Приводятся данные по изменчивости содержания и состава взвеси, а также органических соединений (ОС) в системе аэрозоли–поверхностные воды–донные осадки, полученные в водосборе Волги (НИС «Академик Топчиев», июнь 2016 г.) и в водах и донных осадках Северного Каспия (сентябрь 2015, 2016 гг. НИС «Тантал»). В основу методологии положено мультидисциплинарное изучение различных сфер физико-химическими и геохимическими методами, а в их составе ОС – C<sub>орг</sub>, липидов алифатических углеводородов (УВ).

В аридных и полуаридных климатических зонах, к которым относится водосбор Каспийского моря, в процессах седиментогенеза при взаимодействии различных геосфер атмосфера играет существенную роль. В то же время из геосфер Земли атмосфера – самая подвижная и переменчивая сфера, в ней быстро меняются потоки вещества, обусловленные движением воздушных масс, скорость которых, особенно для частиц 0.3–1 мкм может достигать 2–3 порядков величины. Установлено, что по маршруту от Рыбинского водохранилища до Астрахани количество этих частиц в аэрозолях изменялось от 2500 до 181000 частиц/л. Для средних частиц 1.0–5.0 мкм отмечалось трёхкратное увеличение их количества от лиственных и сухостепных восточноевропейской зон к полупустынным и пустынным прикаспийским зонам: от 430 до 1370 частиц/л. Однако наиболее резкое увеличение частиц в атмосфере приурочено к городам и промышленным центрам, расположенным вдоль берегов Волги (рис. 1), то есть к районам, где расположены крупные нефтеперерабатывающие заводы с факелами теплоэлектростанций (ТЭС) и сосредоточено большое количество автомобильного транспорта, особенно в районе от Самары до Сызрани и в Саратове. Потоки аэрозолей, полученные сетевым методом, колебались в

диапазоне 0.385–0.715,  $C_{орг}$  – 0.048–0.087  $\text{мкг}/\text{м}^3$ , а УВ – 2.51–8.36  $\text{нг}/\text{м}^3$ . Максимум потоков отмечался в акватории средней Волги. В составе проб аэрозолей (проанализированных с помощью сканирующего электронного микроскопа и приставки – микроанализатора) доминировали растения (в виде спутанно-волокнутой массы) с зёрнами минералов различной степени окатанности и антропогенные частицы.

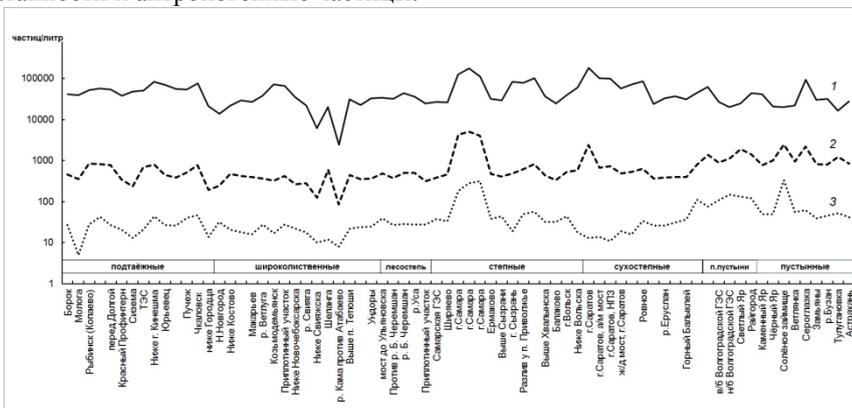


Рисунок 1. Изменчивость гранулометрического состава аэрозолей приводного слоя атмосферы по маршруту п. Борок – п. Астрахань: 1 – 0.3–1, 2 – 1–5, 3 – >5  $\mu\text{м}$ .

Деформированная, измельчённая органическая ткань растений надлежала до 11% азота и была покрыта неравномерным, субмикронным налётом минеральных алюмосиликатов. Валовое содержание углерода ( $C_{общ.}$ ) в пробах изменялось от 42 до 67%. В составе антропогенных частиц наиболее часто встречались микросферы зола выноса ТЭС диаметром от 2 до 10  $\mu\text{м}$ , частицы стали 3  $\mu\text{м}$ , металлургического шлака от 6 до 11  $\mu\text{м}$ , агрегаты гидроокислов железа округлой формы 5x10  $\mu\text{м}$ . Влияние терригенного вещества также отражалось в составе алканов, где доминировали нечетные гомологи и значения индекса CPI (отношение нечетных к четным алканам в высокомолекулярной области) в отдельных случаях превышали 10, при довольно низком отношении низко- к высокомолекулярным гомологам – 0.02–0.16.

На состав взвеси поверхностных вод, так же, как аэрозолей, в основном оказывали влияние три источника: биогенный, минеральный и антропогенный. Однако состав взвеси отличался от состава аэрозолей, и биогенные частицы были представлены в основном различными видами диатомовых водорослей. Поэтому существовала корреляция между распределением взвеси и хлорофилла «а»:  $r=0.60$  (данные по хлорофиллу «а» предоставлены Н.М. Минеевой, ИВВ РАН). Среди минеральных частиц доминировали пелитовые глинистые и гидрослюдистые частицы (в

основном 2–5 мкм), а не растения, как в аэрозолях. Часто частицы были покрыты плёнкой гидроокислов марганца и железа. Только антропогенные частицы, как и в аэрозолях, состояли из сфер золы от ТЭС размером до 10 мкм и металлургического шлака, состоящего из окислов тяжёлых металлов: Ti, Cr, Fe, Zn.

Концентрации УВ в поверхностных водах, которые обычно отождествляют с нефтяными углеводородами (НУ), изменялись в большом диапазоне: 24–723 мкг/л. Их содержание повышалось к городам Ярославль, Н. Новгород, Волгоград, Астрахань (Золотой затон) и др. (рис. 2). При этом увеличилась доля УВ в составе липидов с 17–30% до 50–70%, что может косвенно свидетельствовать о влиянии нефтяного загрязнения. Наиболее высокие концентрации УВ в составе взвеси приурочены к району Рыбинска (76.4 мкг/мг) и Ярославля (60.2 мкг/л). В месте впадения р. Ока их содержание не превышало 14 мкг/мг взвеси. Поэтому не наблюдалась корреляция в распределении концентраций УВ и взвеси:  $r(\text{УВ-взвесь})$  изменялись от  $-0.34$  до  $0.71$ .

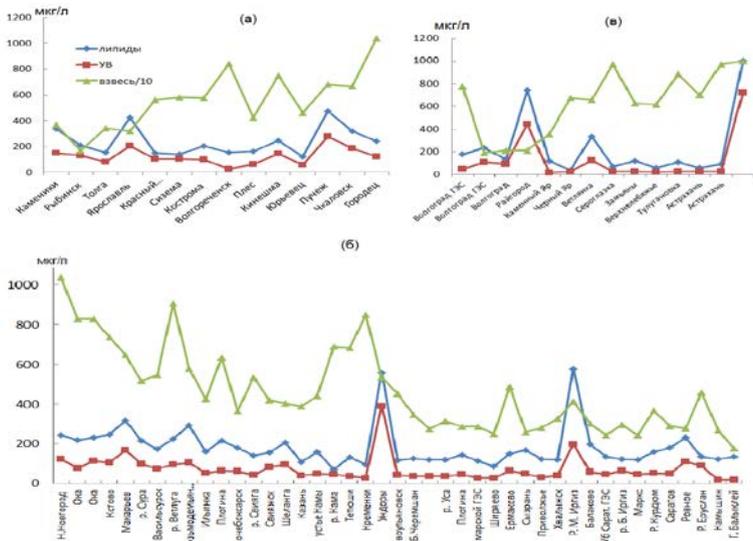


Рисунок 2. Изменчивость концентраций взвеси, липидов и УВ во взвеси в поверхностных водах (а) – Верхней, (б) – Средней и (в) – Нижней Волги.

В поверхностных водах основной источник УВ – фитопланктон, на что указывал максимум в составе алканов при  $n-C_{17}$ , а увеличение гомологов  $n-C_{20}$ ,  $-C_{22}$  – на их микробную трансформацию. Плавное распределение алканов в высокомолекулярной области ( $СР1=0.95-1.07$ ) типично для алканов взвеси и может быть обусловлено присутствием как природных, так

и выветренных нефтяных УВ.

Согласно данным седиментационных ловушек, скорость осаждения взвеси в Саратовском водохранилище составила 18, УВ  $-0.46 \text{ г/м}^2\text{сут}$ , а в Нижней Волге их поток повышался и достигал  $-1324$  и  $3.52 \text{ г/м}^2\text{сут}$  соответственно. Состав алканов в седиментационных ловушках оказался близким и преимущественно автохтонным: в низкомолекулярной области доминировал микробиальный гомолог  $n\text{-C}_{21}$ , и отношение низко- к высокомолекулярным алканам колебалось в интервале 4.3–5.1.

В поверхностных водах Северного Каспия концентраций УВ осенью 2015 г. изменялись также в большом интервале: 1–691 мкг/л, стандартное отклонение  $-\sigma$  (185 мкг/л) даже превышало среднюю величину (117 мкг/л). В отмелой зоне р. Волги концентрации УВ изменялись скачкообразно: от 27 до 113 мкг/л, максимальная величина приурочена к выходу из судоходного канала. В водах Северного Каспия их содержание снижалось, но оставалось еще довольно высоким – до 75 мкг/л. По своей гидрофобной природе УВ легко сорбируются взвесями, и их содержание определяется в значительной степени концентрацией взвеси. Однако в этом районе не наблюдалась зависимость в распределении взвеси и УВ. Скорее всего, при интенсивных октябрьских штормах на мелководье происходит взмучивание донных осадков, что может увеличивать количество взвеси в воде, но не концентраций УВ. В противоположность этому в устьевых областях рек Терек и Сулак изменение концентраций УВ и взвеси укладывалось в классическую схему их распределения в маргинальных фильтрах рек. Максимумы УВ (660 для р. Терек и 690 мкг/л для р. Сулак) наблюдались при минимальной солености и максимальном содержании взвеси (15.9–17.4 мг/л), а минимумы – в морской части с фоновыми концентрациями в межень для АУВ – 12–21 мкг/л и для взвеси – 0.7–0.8 мг/л.

Повышенное содержание УВ – до 344 мкг/л, с максимумом в пересчете на количество взвеси – 314.8 мкг/мг было установлено в западной части исследуемого района. При этом концентрации взвеси и хл  $a$  оставались низкими: 1.09 мг/л и (0.5 мкг/л) соответственно, то есть содержание УВ формируют процессы не связанные с седиментацией взвеси.

В донных осадках (ДО) р. Волги содержание  $C_{\text{орг}}$  и УВ зависело от их гранулометрического типа, и в среднем составило в илистых 97 мкг/г, а в песчаных – 11 мкг/г. Кроме того большое влияние оказывало и местоположение станций. В составе ОВ концентрация УВ превышала 1% в районе больших городов, особенно Волгограда (6.1%), Н. Новгорода (4.0%), Тольятти (3.4%), Сызрани (2.6%) и Астрахани (1.4%), что характерно для ДО загрязненных нефтью. Поэтому связь между распределением  $C_{\text{орг}}$  и УВ не наблюдалась. Состав алканов на многих станциях с повышенной концентрацией УВ относительно  $C_{\text{орг}}$  имел плавное распределение гомологов, характерное для нефтяных УВ. Напротив, в заиленных осадках станций с более высокими концентрациями УВ в пересчете на сухую массу

и низкой концентраций в составе  $C_{орг}$ , в высокомолекулярной области доминировали нечетные гомологи, присущие терригенному ОВ.

В ДО Северного и Среднего Каспия содержание УВ, так же как  $C_{орг}$ , увеличивалось не только в прибрежных районах (в основном в устьевых областях рек), но и в глубоководных осадках. Наиболее высокое содержание УВ в составе  $C_{орг}$  установлено при выходе из судоходного канала (12.9%) и на одной из станций в Северном Каспии (1.18%), где состав алканов был близок к нефтяному.

Таким образом, при переходе от аэрозолей к поверхностным водам состав ОС из терригенного становится биогенным. В седиментационных ловушках состав алканов также в основном биогенный, микробиальный. В ДО в их составе вновь преобладали терригенные гомологи и лишь в отдельных районах нефтяные. Однако и в этих районах зачастую повышалась доля автохтонных алканов, так как в небольших количествах нефтяные УВ интенсифицируют автохтонные процессы. Видимо поэтому в составе алканов наряду с алканом фитопланктона  $n-C_{17}$  наблюдалось увеличение микробиальных гомологов. При этом в поверхностном слое ДО, где процессы трансформации ОВ имеют большую интенсивность, преобладали наиболее устойчивые терригенные алканы. Только в районе с антропогенными поступлениями состав алканов в высокомолекулярной области становился нефтяным. Близким к нефтяному составу оказалось распределение алканов в ДО западной части Северного Каспия с повышенными концентрациями УВ. Последнее может быть обусловлено флюидными потоками из толщи осадков, так как содержание в воде взвеси и хл  $a$  было низким. Поэтому, если в акватории промышленных центров на берегах Волги и устьевых областях рек в качестве основных источников УВ рассматривалось нефтяное загрязнение, то в северо-западной части – флюидные потоки из толщи осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда № 14-27-00114-П и госзадания 0149-2014-0038.

Organic compounds in aerosols in the Volga River basin were of terrigenous origin while in the surface waters were biogenic. Suspended matter obtained by sedimentation traps shows the composition of alkanes was predominantly autochthonous as well. However while alkanes of phytoplankton prevailed in water, the sedimentation increased the input of microbial alkanes. In bottom sediments, alkane composition was dominated with terrigenous alkanes, which are the most stable. Composition of alkanes in sediments shows the increasing input of petrogenic hydrocarbons only in the areas with anthropogenic impacts and the oil fluid flows from the bottom. Nevertheless, even in these areas, low molecular alkanes often dominated as small amounts of petroleum hydrocarbons stimulate the production of autochthonous organic compounds.

## **Островская Е.В., Монахов С.К.**

(ФГБУ «Каспийский морской научно-исследовательский центр», Астрахань, e-mail: [eostrovskaya@mail.ru](mailto:eostrovskaya@mail.ru))

### **Тяжелые металлы в донных отложениях северо-западной части Каспийского моря**

## **Ostrovskaya E.V., Monakhov S.K.**

(Caspian Marine Research Center, Astrakhan)

### **Heavy metals in bottom sediments of the North-Western part of the Caspian Sea**

Ключевые слова: Северный Каспий, донные отложения, загрязнение, тяжелые металлы, индекс загрязнения MPI, индекс геоаккумуляции, фактор обогащения

В статье обсуждаются источники металлов и уровни загрязненности донных отложений северо-западной части Каспийского моря. Трехлетние исследования, проведенные в рамках Программы мониторинга трансграничных водных объектов Каспийского моря Росгидромета в 2012–2014 гг., показали довольно низкий уровень загрязнения металлов осадками. Их наиболее высокие концентрации были отмечены в прибрежных районах Дагестана, где источниками были речные выносы и естественные зоны разгрузки подземных вод.

Соединения тяжелых металлов (ТМ) относятся к группе наиболее опасных токсических веществ, загрязняющих водную среду [1]. Металлы, поступая в водоем в виде водорастворимых соединений, могут быстро выпадать в осадок или адсорбироваться на взвешенных частицах, образуя карбонаты и гидроксиды. Несмотря на невысокое содержание ТМ в водной среде, из-за биологического накопления в пищевых цепях они становятся токсичными в организме, тормозят ряд энзиматических процессов и вызывают патологические явления [2].

В рамках «Программы мониторинга трансграничных водных объектов Каспийского моря» Росгидромета в 2012–2014 гг. было проведено исследование загрязнения донных отложений северо-западной части Каспийского моря металлами. Схема отбора проб донных осадков по этой программе приведена в [3]. Пробоотборником «Океан» был отобран 5 см поверхностный слой осадков для определения металлов: железа, марганца, меди, цинка, никеля, свинца, кадмия, ртути.

Химический анализ проб проводился по методике РД 52.10.243–92 [4] с использованием атомно-абсорбционной спектроскопии на приборе Shimadzu AA-6200.

Анализ данных, полученных в 2012–2014 гг., позволил выявить некоторые особенности источников поступления и распространения тяжелых металлов в морской среде северо-западной части Каспийского моря.

Распределение концентраций металлов в период 2012–2014 гг.

характеризовалось высокой пространственной и временной изменчивостью (табл. 1). Устьевое взморье Волги отличалось пониженным содержанием практически всех металлов. Медь, цинк и ртуть концентрировались, в основном, в осадках прибрежной зоны вдоль Дагестанского побережья и на южной границе российского сектора моря, где в осадках также наблюдалось накопление никеля. Только для свинца и кадмия повышенные концентрации в этот период отмечены в осадках глубоководной зоны Северного Каспия, что связано с их накоплением в тонкодисперсных фракциях. Как правило, тонкие фракции пространственно распределены по акватории наиболее неравномерно, и в основном тяготеют к мелководным прибрежным зонам, впадинам рельефа и островам [5]. Существенную площадь исследуемой акватории занимают песчаные и песчано-алевритовые осадки.

Таблица 1. Содержание ТМ в донных отложениях Каспийского моря, 2012–2014 гг.

| Металл, мкг/г | 2012 г. |            | 2013 г. |           | 2014 г. |            |
|---------------|---------|------------|---------|-----------|---------|------------|
|               | среднее | диапазон   | среднее | диапазон  | среднее | диапазон   |
| Fe            | 7904    | 2000–28250 | 5542    | 763–19205 | 3404    | 1600–7117  |
| Mn            | 137     | 25–360     | 79      | 11–217    | 58      | 10–79      |
| Ni            | 28      | 2.8–96     | 19.9    | 4.1–66    | 14.6    | 3.3–48     |
| Cu            | 23      | 3.3–54     | 16.1    | 3.7–78    | 13.6    | 11–20      |
| Zn            | 45      | 6.6–166    | 31      | 0.4–135   | 29      | 5.3–81     |
| Pb            | 6.3     | 1.1–17     | 6.0     | 0.6–32    | 6.2     | 0.9–28     |
| Cd            | 0.07    | 0.01–0.18  | 0.12    | 0.01–0.56 | 0.25    | 0.06–0.65  |
| Hg            | 0.027   | 0.01–0.1   | 0.032   | 0–0.11    | 0.03    | 0.014–0.04 |

Для оценки качества донных отложений использовались голландские [6] и канадские стандарты [7]. Содержание большинства металлов в осадках исследуемой акватории в 2012–2014 гг. не превышает, а в среднем – присутствует в количествах, значительно ниже зарубежных стандартов качества отложений. Превышение допустимых уровней отмечалось в единичных случаях для максимальных концентраций Ni, Cu и Zn с вероятностью негативных токсических эффектов для биоты 4–9% [7].

По сравнению с ранее проведенными на акватории Каспийского моря исследованиями [8], обращают на себя более высокие концентрации железа, цинка, меди и никеля, характерные для периода 2012–2014 гг. (табл. 2). Как известно [9, 10], эти металлы с 1980-х гг. входят в группу приоритетных загрязняющих веществ, подлежащих мониторингу в силу их повышенного содержания и устойчивого присутствия в водных объектах Волго-Каспийского бассейна.

Индекс загрязнения металлами MPI [11], при расчетах которого

использовались голландские нормативы, показал, что осадки этого района моря в период 2012–2014 гг. относились к 1 и 2 классам («чистые» и «слабозагрязненные»).

Для характеристики уровня загрязнения ДО металлами также использовались индекс нагрузки загрязняющими веществами (pollution load index – PLI) [12] индекс геоаккумуляции (geoaccumulation index – Igeo) [13] и фактор обогащения (enrichment factor – EF) [14].

Таблица 2. Сравнение загрязненности тяжелыми металлами донных отложений Каспийского моря

| Район исследования  |             | Металл, мкг/г |          |          |           |           |           |           |           |
|---|-------------|---------------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|   |             | Fe            | Mn       | Zn       | Cu        | Ni        | Pb        | Cd        | Hg        |
| Северо–западная часть Каспийского моря. 2012–2014 гг. (данное исследование) |             | 762–28250     | 10–360   | 0.4–166  | 3.3–78    | 2.8–96    | 0.6–32    | 0.01–0.65 | 0–0.11    |
| Каспийское море, 2000–2001 гг. [6]  | Россия      | 1600–9680     | 90–455   | 2.8–52.9 | 2.5–21.9  | 5.42–34.2 | 0.69–8.03 | 0.02–0.1  | 0.01–0.07 |
|   | Азербайджан | 29300–43500   | 543–971  | 51.1–110 | 14.5–57.6 | 34.5–68   | 12.2–28.6 | 0.08–0.19 | 0.05–0.45 |
|   | Иран        | 22200–44000   | 470–1110 | 55.9–146 | 13.2–50.9 | 29.4–67.8 | 11.3–24.6 | 0.1–0.24  | 0.02–0.09 |
|   | Казахстан   | 1940–28000    | 45–630   | 1.9–59.9 | 1.2–49.5  | 1.8–54.8  | 1.43–14.6 | 0.01–0.25 | 0.01–0.04 |

По величине индекса геоаккумуляции ДО исследуемой акватории в 2012–2014 гг. можно считать практически незагрязненными. По индексу PLI осадки характеризуются фоновым уровнем содержания металлов, однако примерно в 5–10% случаев отмечается уровень ухудшающегося качества среды. По величинам EF осадки характеризовались высоким уровнем обогащения кадмием, относительно высоким – ртути, средним – цинка, меди и свинца, незначительным – никеля.

Значимых корреляционных связей между большинством металлов не обнаружено. Это, по всей вероятности, свидетельствует о наличии различных источников их поступления на исследуемую акваторию и сложных разнонаправленных процессах в системе «вода – донные отложения». Как известно, пути обогащения донных осадков металлами не ограничиваются седиментацией взвесей и сорбцией металла на поверхности раздела «вода – дно». При фильтрации подземных вод через ДО в русло на окислительном

барьере двухвалентные ионы железа и марганца переходят в состояние своих высших валентностей с образованием нерастворимых гидроксидов, захватывающих металлы при разгрузке подземных вод. В Каспийском море такие зоны разгрузки подземных вод приурочены, в основном, к западному побережью, области Мангышлакского полуострова и южной части моря [15].

#### *Выводы:*

1. Донные осадки северо-западной части Каспийского моря в целом слабо загрязнены ТМ, хотя отмечаются локальные зоны повышенного загрязнения, особенно характерные для Дагестанского побережья. Это связано, в первую очередь, с тем, что основную массу осадков составляют крупные пески. Доля мелких фракций высока только в прибрежных мелководных районах и глубоководных впадинах, где и концентрируется большая часть металлов.

2. Содержание ТМ в осадках остается примерно на том же уровне, что и во время проведения международной экспедиции Каспийской экологической программы в 2000-2001 гг. Различия, в основном, обусловлены тем, что в 2012–2014 гг. осадки отбирались не только в прибрежной зоне (как это было в 2000–2001 гг.), но и в глубоководных районах открытого моря.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Мур Дж.В., Рамамурти С. Тяжелые металлы в природных водах: контроль и оценка влияния. М.: Мир, 1987. 288 с.
2. Комаровский Ф.Я., Полищук Л.Р. Ртуть и другие тяжелые металлы в водной среде: миграции, накопление, токсичность для гидробионтов // Гидробиологический журнал. 1981. Т. XVII. С. 71–83.
3. Островская Е.В., Войнова М.В. Загрязненность вод российского сектора недропользования Каспийского моря тяжелыми металлами // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2016. Июнь. С. 30–34.
4. РД 52.10.243–92 Руководство по химическому анализу морских вод. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 129 с.
5. Каспийское море. Проблемы седиментогенеза / под ред. В.Н. Холодова, Н.А. Лисицыной. М., Наука. 1989. 184 с.
6. Water pollution control in the Netherlands. Policy and practice 2001. RIZA report 2002.009. Ministry of Transport, Public Works and Water Management. Lelystad, 2002. 77 p.
7. CCME (Canadian Council of the Ministers of the Environment). Canadian Environmental Quality Guidelines. Winnipeg, 2001. [Электронный ресурс] <http://stts.ccme.ca/en/index.html> (accessed 24.08.2015).
8. Mora de S. et al. An assessment of metal contamination in coastal sediments of the Caspian Sea // Mar. Pol. Bul. 2004. № 48. P. 61–77.
9. Афанасьева Н.А., Ильинская Г.К., Коршенко А.Н. Экологическое состояние Каспийского и Балтийского морей у берегов Российской Федерации // Метеорология и гидрология, 1993. № 5. С. 105–115.
10. Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим

загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря. М.: ГЕОС, 1998. 280 с.

11. Lyulko I., Ambalova T., Vasiljeva T. To Integrated Water Quality Assessment in Latvia // MTM (Monitoring Tailor-Made) III, Proceedings of International Workshop on Information for Sustainable Water Management. Netherlands, 2001. P. 449–452.

12. Tomlinson D.L. 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.

13. Müller G. Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine River // Geological Journal. 1969. V. 2. P. 108–118.

14. Barbieri M. The Importance of Enrichment Factor (EF) and Geoaccumulation Index (Igeo) to Evaluate the Soil Contamination // J Geol Geophys. 2016. № 5. P. 237.

15. Брусилловский С.А., Лаптева Л.А., Кабанов П.Н. Влияние разгрузки подземных вод на распределение хлор-иона в донных осадках Каспийского моря // Взаимосвязь поверхностных и подземных вод. Вып.3. М.: Изд. МГУ. 1973.

This paper discusses levels and sources of metals in the sediments of the North-Western part of the Caspian Sea. Three year studies conducted under the Programme of transboundary monitoring by Roshydromet in 2012–2014 showed rather low level of metal pollution of the sediments. Their higher concentrations were typical for coastal areas of Dagestan, where they came with river flows and natural submarine groundwater release.

## **Савенко А.В.<sup>1</sup>, Покровский О.С.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, e-mail: Alla\_Savenko@rambler.ru; <sup>2</sup>Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики РАН, Архангельск, e-mail: oleg.pokrovski@get.omp.eu)

### **Закономерности трансформации стока растворенных веществ в устье р. Урал**

**Savenko A.V.<sup>1</sup>, Pokrovsky O.S.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Moscow M.V. Lomonosov State University; <sup>2</sup>Federal Research Centre of Complex Studying of the Arctic Region RAS, Arkhangelsk)

### **Regularities of the transformation of dissolved matter runoff in the Ural River mouth**

Ключевые слова: устье реки Урал, зона смешения речных и морских вод, растворенные формы химических элементов, консервативное и неконсервативное поведение

Изучено распределение растворенных веществ (главных ионов, биогенных элементов, редких щелочных и щелочноземельных элементов, тяжелых металлов, элементов-гидролизатов, аниогенных элементов) в зоне смешения вод р. Урал и Северного Каспия. Установлены типы их поведения и выявлены процессы, приводящие к дополнительному поступлению или удалению неконсервативных компонентов.

Урал – вторая по значимости после Волги река водосбора Северного Каспия с устьевой областью дельтового типа, состоящей из придельтового участка длиной ~156 км, дельты площадью 500 км<sup>2</sup> и устьевого взморья площадью более 900 км<sup>2</sup> [1]. Главным узлом русловой сети дельты служит место разделения реки на два крупных рукава ниже г. Атырау – Яицкий и Золотой, последний из которых переходит в Урало-Каспийский канал и используется в транзитном судоходстве.

При изучении гидрохимии устьевой области Волги было показано [2], что не только солевой, но и микроэлементный состав акватории Северного Каспия существенно отличается от такового для вод Мирового океана и характеризуется многолетней устойчивостью, определяя специфические черты миграции растворенных веществ в зоне смешения волжских и каспийских вод. В связи с этим представляет интерес выяснение закономерностей трансформации стока растворенных веществ в устье р. Урал, также вносящего вклад в формирование химического состава вод Северного Каспия.

Гидрохимические исследования устья р. Урал проводились сотрудниками ИО РАН П.Н. Маккавеевым и П.В. Хлебопашевым 9–10 апреля 2016 г. на 6 станциях, расположенных в направлении от г. Атырау до свала глубин на устьевом взморье по рук. Золотому и Урало-Каспийскому каналу. В период съемки наблюдалось практически полное перемешивание вод по глубине, поэтому пробы воды отбирали только из поверхностного горизонта. Полевые работы включали в себя измерения величины рН in situ портативным рН-

метром-иономером “Эксперт-001”, концентраций растворенных биогенных элементов колориметрическими методами в судовой лаборатории, а также отбор и подготовку проб воды для анализов в стационарных условиях. В отфильтрованных через плотный бумажный фильтр пробах определяли общую щелочность ( $\text{Alk} \approx \text{HCO}_3^-$ ) объемным ацидиметрическим методом, концентрации других главных ионов методом капиллярного электрофореза и содержание фторидов методом прямой ионометрии. Концентрации остальных микроэлементов определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в растворах, отфильтрованных сразу после отбора проб через мембранный фильтр 0.45 мкм в полипропиленовые флаконы с предварительно внесенными туда аликвотами 5 N азотной кислоты марки ос.ч. (0.25 мл на 10 мл проб).

Полученные результаты (таблица) позволили установить типы поведения растворенных компонентов в устье р. Урал и количественно охарактеризовать закономерности трансформации стока растворенных веществ при смешении с водами Северного Каспия.

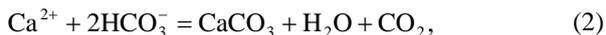
Консервативное распределение, которое описывается линейными уравнениями связи концентраций компонентов  $i$  с содержанием хлоридов

$$[i, \text{мг/л}] = a + b[\text{Cl}, \text{мг/л}], \quad (1)$$

охватывающими весь диапазон хлорности вплоть до южной границы Северного Каспия, и контролируется гидродинамическим смешением речной и морской водных масс, наблюдается для большинства главных ионов (Na, K, Mg,  $\text{SO}_4$ ), нитритов, редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs), стронция, некоторых тяжелых металлов (Co, Ni, Cu, Zn) и элементов-гидролизатов (Ga, Y, U), а также для аниогенных элементов (B, F, Ge, Mo, W).

Неконсервативное поведение, обусловленное влиянием внутриводоемных химических или биологических процессов, свойственно компонентам карбонатной системы (Alk, Ca), биогенным элементам (Si,  $\text{P}_{\text{мин}}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ), бария, ряду тяжелых металлов (Mn, Fe, Pb) и большинству элементов-гидролизатов (Al, Ti, Zr, Hf, р.з.э.).

Отрицательные отклонения концентраций гидрокарбонатов (Alk) и кальция от линии консервативного смешения в интервале хлорности от 1.5 до 3.2 г/л с максимумом при содержании хлоридов 2.2 г/л (рисунок) логически объясняются выпадением карбоната кальция



что подтверждается также сходным изменением величины pH, снижающейся в результате выделения  $\text{CO}_2$ .

Миграция растворенных форм биогенных элементов происходит под влиянием продукционно-деструкционных процессов, в частности потребления больших количеств кремния диатомовым фитопланктоном, активность которого подпитывается значительным поступлением фосфатов и нитратов с речным стоком.

Химический состав вод устьевой области р. Урал в апреле 2016 г. и типы распределения растворенных компонентов

| Компонент                                   | Размерность концентрации | Номера и описание станций отбора проб |                         |                       |                       |                      |                    |                                  | Поведение | Параметры зависимостей (1) или величины дополнительного поступления (удаления)** |                        |       |
|---|--------------------------|---------------------------------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------|--------------------|----------------------------------|-----------|--|------------------------|-------|
|   |                          | 1<br>(река в г. Атирау)               | 2<br>(река ниже города) | 3<br>(устьевой створ) | 4<br>(500 м от устья) | 5<br>(5 км от устья) | 6<br>(свал глубин) | юж. граница Северного Каспия [2] |           | a  | b                      | r     |
|   |                          | 2                                     | 3                       | 4                     | 5                     | 6                    | 7                  | 8                                |           | 9  | 10                     | 11    |
| pH  | –                        | 7.81                                  | 7.95                    | 8.04                  | 8.24                  | 8.14                 | 8.45               | –                                | Неконс.   | –  | –                      | –     |
| Главные ионы                                |                          |                                       |                         |                       |                       |                      |                    |                                  |           |  |                        |       |
| Cl  | мг/л                     | 160                                   | 160                     | 158                   | 1505                  | 2183                 | 3245               | 5000                             | Конс.     | –  | –                      | –     |
| SO <sub>4</sub>                             | «                        | 172                                   | 174                     | 185                   | 888                   | 1235                 | 1778               | –                                | Конс.     | 85.8   | 0.522                  | 0.999 |
| HCO <sub>3</sub>                            | «                        | 183                                   | 179                     | 175                   | 203                   | 172                  | 172                | –                                | Неконс.   | Потери (до 6% при Cl = 2.2 г/л)  |                        |       |
| Na  | «                        | 118                                   | 118                     | 118                   | 871                   | 1250                 | 1863               | –                                | Конс.     | 26.6   | 0.564                  | 0.999 |
| K   | «                        | 3.51                                  | 3.47                    | 3.53                  | 26.1                  | 38.6                 | 56.1               | –                                | Конс.     | 0.76   | 0.0171                 | 0.999 |
| Mg  | «                        | 32.4                                  | 32.4                    | 32.5                  | 209                   | 307                  | 460                | –                                | Конс.     | 8.86   | 0.138                  | 0.999 |
| Ca  | «                        | 66.1                                  | 65.6                    | 64.9                  | 147                   | 175                  | 246                | 344                              | Неконс.   | Потери (до 14% при Cl = 2.2 г/л)   |                        |       |
| Биогенные элементы                          |                          |                                       |                         |                       |                       |                      |                    |                                  |           |  |                        |       |
| Si  | мг/л                     | 0.45                                  | 0.35                    | 0.21                  | 0.25                  | 0.30                 | 0.48               | 0.45–0.75                        | Неконс.   | Потери (до 56% при Cl = 0.4 г/л)   |                        |       |
| P <sub>мин</sub>                            | «                        | 0.020                                 | 0.030                   | 0.016                 | 0.040                 | 0.049                | 0.029              | 0.003–0.010                      | Неконс.   | Избыток (до 150% при Cl = 2.2 г/л)   |                        |       |
| NO <sub>2</sub>                             | «                        | 0.035                                 | 0.032                   | 0.033                 | 0.014                 | 0.019                | 0.009              | –                                | Конс.     | 0.034  | –7.98×10 <sup>-6</sup> | 0.939 |
| NO <sub>3</sub>                             | «                        | 3.12                                  | 2.84                    | 2.44                  | 0.45                  | 0.17                 | 0.09               | –                                | Неконс.   | Потери (до 47% при Cl = 1.0 г/л)   |                        |       |
| Редкие щелочные и щелочноземельные элементы |                          |                                       |                         |                       |                       |                      |                    |                                  |           |  |                        |       |
| Li  | мкг/л                    | 9.08                                  | 8.61                    | 8.72                  | 78.8                  | 116                  | 173                | 268                              | Конс.     | 4.5×10 <sup>-3</sup>   | 5.35×10 <sup>-3</sup>  | 0.999 |
| Rb  | «                        | 0.76                                  | 0.70                    | 0.61                  | 3.02                  | 4.15                 | 5.87               | 8.8                              | Конс.     | 4.4×10 <sup>-4</sup>   | 1.68×10 <sup>-6</sup>  | 0.999 |
| Cs  | «                        | 0.002                                 | 0.003                   | 0.003                 | 0.010                 | 0.012                | 0.017              | 0.025                            | Конс.     | 1.9×10 <sup>-6</sup>   | 4.66×10 <sup>-9</sup>  | 0.998 |
| Sr  | «                        | 840                                   | 838                     | 835                   | 3240                  | 4444                 | 6409               | 10000±2000                       | Конс.     | 0.48   | 1.87×10 <sup>-3</sup>  | 0.999 |
| Ba  | «                        | 56.2                                  | 56.3                    | 53.4                  | 55.2                  | 37.5                 | 33.0               | 20.5                             | Неконс.   | Избыток (до 20% при Cl = 1.5 г/л)  |                        |       |
| Тяжелые металлы                             |                          |                                       |                         |                       |                       |                      |                    |                                  |           |  |                        |       |
| Mn  | мкг/л                    | 33.1*                                 | 1.62                    | 1.75                  | 1.07                  | 0.81                 | 0.68               | 0.65                             | Неконс.   | Потери (до 25% при Cl = 2.0 г/л)   |                        |       |
| Fe  | «                        | 258*                                  | 41.1                    | 45.7                  | 18.4                  | 11.3                 | 8.21               | 3.3                              | Неконс.   | Потери (до 35% при Cl = 2.0 г/л)   |                        |       |
| Co  | «                        | 0.33*                                 | 0.09                    | 0.11                  | 0.21                  | 0.26                 | 0.38               | 0.55                             | Конс.     | 7.5×10 <sup>-5</sup>   | 9.31×10 <sup>-8</sup>  | 0.997 |
| Ni  | «                        | 3.57*                                 | 2.53                    | 2.70                  | 3.21                  | 3.67                 | 4.17               | 5.2                              | Конс.     | 2.5×10 <sup>-3</sup>   | 5.31×10 <sup>-7</sup>  | 0.997 |
| Cu  | «                        | 3.46*                                 | 2.28                    | 2.79                  | 4.38                  | 5.77                 | 7.22               | 10.6                             | Конс.     | 2.1×10 <sup>-3</sup>   | 1.64×10 <sup>-6</sup>  | 0.996 |
| Zn  | «                        | 7.06*                                 | 4.59                    | 4.29                  | 8.79                  | 11.9                 | 15.6               | –                                | Конс.     | 3.8×10 <sup>-3</sup>   | 3.63×10 <sup>-6</sup>  | 0.998 |
| Pb  | «                        | 1.00*                                 | 0.10                    | 0.19                  | 0.07                  | 0.26                 | 0.46               | 0.7                              | Неконс.   | Потери (до 140% при Cl = 1.2 г/л)  |                        |       |

| 1                       | 2     | 3      | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10      | 11                                | 12                    | 13    |
|-------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-----------------------------------|-----------------------|-------|
| Элементы-гидролизаты    |       |        |       |       |       |       |       |       |         |                                   |                       |       |
| Al                      | мкг/л | 237*   | 8.92  | 11.3  | 3.67  | 3.19  | 3.15  | 3.5   | Неконс. | Потери (до 50% при Cl = 1.2 г/л)  |                       |       |
| Ga                      | «     | 0.065* | 0.010 | 0.010 | 0.020 | 0.024 | 0.030 | 0.044 | Конс.   | $9.1 \times 10^{-6}$              | $6.85 \times 10^{-9}$ | 0.998 |
| Y                       | «     | 0.151* | 0.024 | 0.024 | 0.027 | 0.029 | 0.031 | 0.036 | Конс.   | $2.3 \times 10^{-5}$              | $2.45 \times 10^{-9}$ | 0.996 |
| Ti                      | «     | 2.53*  | 0.05  | 0.08  | 0.05  | 0.11  | 0.34  | 1.2   | Неконс. | Потери (до 700% при Cl = 2.5 г/л) |                       |       |
| Zr                      | «     | 0.116* | 0.009 | 0.008 | 0.002 | 0.021 | 0.106 | –     | Неконс. | Потери (до 650% при Cl = 2.0 г/л) |                       |       |
| Hf                      | «     | 0.009* | 0.001 | 0.001 | 0.008 | 0.013 | 0.027 | –     | Неконс. | Потери (до 500% при Cl = 2.0 г/л) |                       |       |
| U                       | «     | 3.03*  | 2.92  | 2.86  | 3.42  | 3.68  | 4.13  | 5.1   | Конс.   | $2.8 \times 10^{-3}$              | $4.47 \times 10^{-7}$ | 0.996 |
| Редкоземельные элементы |       |        |       |       |       |       |       |       |         |                                   |                       |       |
| La                      | нг/л  | 170*   | 10.4  | 10.8  | 11.2  | 12.2  | 17.2  | –     | Неконс. | Потери (до 24% при Cl = 2.2 г/л)  |                       |       |
| Ce                      | «     | 367*   | 16.5  | 20.6  | 12.3  | 14.1  | 19.0  | 30.0  | Неконс. | Потери (до 52% при Cl = 1.5 г/л)  |                       |       |
| Pr                      | «     | 41.9*  | 2.4   | 2.6   | 1.7   | 1.8   | 2.3   | 4.2   | Неконс. | Потери (до 56% при Cl = 2.2 г/л)  |                       |       |
| Nd                      | «     | 171*   | 9.8   | 11.0  | 6.2   | 7.4   | 11.7  | 19.0  | Неконс. | Потери (до 65% при Cl = 1.5 г/л)  |                       |       |
| Sm                      | «     | 42.5*  | 3.3   | 2.9   | 2.1   | 2.3   | 2.8   | –     | Неконс. | Потери (до 32% при Cl = 1.2 г/л)  |                       |       |
| Eu                      | «     | 15.1*  | 6.0   | 5.7   | 2.4   | 3.0   | 4.3   | –     | Неконс. | Потери (до 50% при Cl = 1.2 г/л)  |                       |       |
| Dy                      | «     | 28.5*  | 2.5   | 2.2   | 2.0   | 2.3   | 3.3   | 5.2   | Неконс. | Потери (до 53% при Cl = 2.0 г/л)  |                       |       |
| Ho                      | «     | 4.6*   | 0.42  | 0.44  | 0.37  | 0.53  | 0.86  | 1.6   | Неконс. | Потери (до 90% при Cl = 2.0 г/л)  |                       |       |
| Er                      | «     | 15.2*  | 2.0   | 2.2   | 1.4   | 1.4   | 1.6   | 1.9   | Неконс. | Потери (до 34% при Cl = 1.5 г/л)  |                       |       |
| Tm                      | «     | 2.3*   | 0.41  | 0.41  | 0.29  | 0.31  | 0.36  | 0.5   | Неконс. | Потери (до 36% при Cl = 1.5 г/л)  |                       |       |
| Yb                      | «     | 12.8*  | 2.6   | 2.6   | 1.5   | 1.5   | 1.6   | 1.8   | Неконс. | Потери (до 34% при Cl = 1.5 г/л)  |                       |       |
| Lu                      | «     | 2.3*   | 0.42  | 0.37  | 0.42  | 0.53  | 0.84  | 1.5   | Неконс. | Потери (до 82% при Cl = 2.2 г/л)  |                       |       |
| Анионогенные элементы   |       |        |       |       |       |       |       |       |         |                                   |                       |       |
| B                       | мкг/л | 112    | 116   | 107   | 925   | 1396  | 2108  | 3230  | Конс.   | 0.030                             | $6.45 \times 10^{-4}$ | 0.999 |
| F                       | «     | 369    | 360   | 369   | 644   | 769   | 1000  | 1350  | Конс.   | 0.33                              | $2.04 \times 10^{-4}$ | 0.999 |
| Ge                      | «     | 0.017  | 0.010 | 0.012 | 0.071 | 0.088 | 0.136 | –     | Конс.   | $7.4 \times 10^{-6}$              | $3.91 \times 10^{-8}$ | 0.997 |
| Mo                      | «     | 2.60   | 1.92  | 2.33  | 5.93  | 7.34  | 10.2  | 14.4  | Конс.   | $1.9 \times 10^{-3}$              | $2.51 \times 10^{-6}$ | 0.999 |
| W                       | «     | 0.006  | 0.005 | 0.006 | 0.014 | 0.020 | 0.027 | 0.038 | Конс.   | $4.8 \times 10^{-6}$              | $6.76 \times 10^{-9}$ | 0.998 |

\* Повышенные концентрации отмеченных элементов на ст. 1, расположенной в черте г. Атирау, имеют, предположительно, локальный характер и обусловлены поступлением со сточными водами. При определении типа и параметров распределения элементов в зоне смешения речных и морских вод эти данные не учитывались.

\*\* Максимальные величины дополнительного поступления (удаления) растворенных компонентов в % от их содержания в речной водной массе.

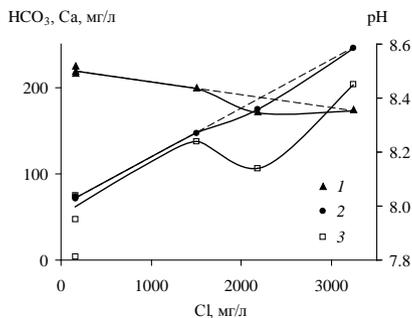


Рисунок. Изменение концентраций компонентов карбонатной системы в устьевой области р. Урал: 1 – щелочность (гидрокарбонаты), 2 – кальций, 3 – рН.

Барий интенсивно десорбируется с терригенного материала на начальном этапе осолонения в количестве, достигающем 20% его поступления с речными водами, тогда как на устьевом взморье при содержании хлоридов >2.2 г/л его поведение становится близким к консервативному.

Поведение элементов-гидролизатов, присутствующих как в истинно растворенном, так и в коллоидном состоянии, контролируется процессами коагуляции и флокуляции органических и органо-минеральных коллоидов при попадании в морскую среду. Это приводит к удалению значительной части (до 25–90%) стока растворенных железа, марганца, алюминия и р.з.э. и к извлечению из раствора свинца, титана, циркония и гафния в количествах, в 1.4–7 раз превышающих их содержание в речной водной массе.

В целом закономерности трансформации стока растворенных веществ в устье р. Урал соответствуют наблюдаемым в зоне смешения волжских и каспийских вод и определяются спецификой химического состава речных вод и акватории Северного Каспия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16–05–00369).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
2. Савенко А.В., Бреховских В.Ф., Покровский О.С. Миграция растворенных микроэлементов в зоне смешения вод Волги и Каспийского моря (по многолетним данным) // Геохимия. 2014. № 7. С. 590–604.

Distribution of dissolved matter (major ions, nutrients, rare alkaline and alkaline-earth elements, heavy metals, elements-hydrolyzates, anionogenic elements) was studied in the mixing zone between Ural River and North Caspian water. The types of its behavior were ascertained. The processes leading additional input or removal of nonconservative components were revealed.

**Янина Т.<sup>1</sup>, Сорокин В.<sup>1</sup>, Безродных Ю.<sup>2</sup>, Романюк Б.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, [didacna@mail.ru](mailto:didacna@mail.ru), [vsorok@rambler.ru](mailto:vsorok@rambler.ru); <sup>2</sup>ООО Моринжгеология, Рига, Латвия, [officeRiga@morinzhgeologia.lv](mailto:officeRiga@morinzhgeologia.lv))

## **Строение отложений Северного Каспия как отражение глобальных климатических событий позднего плейстоцена (материалы бурения)**

**Yanina T.<sup>1</sup>, Sorokin V.<sup>1</sup>, Bezrodnykh Yu.<sup>2</sup>, Romanyuk B.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University; <sup>2</sup>ООО Morinzhgeologiya, Riga, Latvia)

## **Structure of deposits of the Northern Caspian Sea as reflection of global climatic events of the Late Pleistocene (drilling materials)**

Ключевые слова: Северный Каспий, скважины, керн, комплексный анализ, строение отложений, глобальные климатические события

В толще верхнеплейстоценовых отложений Северного Каспия зафиксированы трансгрессивно-регрессивные события бассейна, позволяющие полно реконструировать историю развития Каспия в позднем плейстоцене и выявить ее связь с глобальными изменениями климата.

Эволюция природной системы Каспия и ее отдельных компонентов в позднем плейстоцене зависела от ряда причин, определяющая роль принадлежала глобальным изменениям климата (МИС 5-2), составляющих последний климатический макроцикл. Начало позднего плейстоцена ознаменовано микулинским межледниковьем. Значительная группа специалистов считает, что ему соответствует подстадия МИС 5e, продолжительность оценивается в 130–115 тыс. л.н., а подстадиям МИС 5d–5a отвечает раннеледниковье, характеризовавшееся похолоданиями (5d и 5b) и интерстадиями (5c и 5a). По мнению других исследователей, межледниковье охватывает всю МИС 5. Позднеледниковье (14700–11700 кал. л.н.) характеризовалось короткопериодными колебаниями климата: потепление бёллинг и аллерёд 14700–14000 и 13600–12900 л.н. и сильное похолодание поздний дриас 12900–11700 л.н.

Событийная схема позднего плейстоцена Каспия включает позднехазарскую и хвалынскую трансгрессивные эпохи, разделенные ательской регрессией. Эволюция природной среды этого периода в разных аспектах рассматривается в большом количестве публикаций. Представления об истории Каспия базируются в основном на материалах изучения отложений побережий. Практически все вопросы палеогеографии бассейна остаются дискуссионными, некоторые из них (существование гирканского трансгрессивного бассейна, возраст ательской регрессии и хвалынской трансгрессии) – остро дискуссионными. В последние годы в

связи с нефтепоисковыми работами на акватории Северного Каспия получены новые качественные сейсмоакустические данные и пробурено большое количество инженерно-геологических скважин, материалы которых дополняют или уточняют представления о развитии Каспия в позднем плейстоцене и отражении в нем разнознаковых и разномасштабных глобальных климатических событий. В основу работы положены результаты обработки двухчастотных сейсмоакустических профилей, позволившие стратифицировать разрез и провести пространственную корреляцию установленных литолого-стратиграфических границ осадочной толщи, и материалов статического зондирования, обеспечивших расчленение разреза по физико-механическим свойствам грунтов. С опорой на эти данные выполнено инженерно-геологическое бурение скважин на глубину до 80 м. Керн скважин изучен литологическим, фаунистическим и флористическим методами. Образцы органического материала датированы радиоуглеродным методом в Московском и Санкт-Петербургском государственных университетах, в Институте географии РАН и в Lawrence Livermore National Laboratory, США.

Верхнеплейстоценовая толща осадков Северного Каспия по данным сейсмоакустического профилирования состоит из сеймостратиграфических комплексов, разделенных четкими отражающими горизонтами: верхнехазарский, ательский и хвалынский. По характеру внутренней структуры верхнехазарский и хвалынский комплексы разделяются на подкомплексы. В основании верхнеплейстоценовой толщи осадков над четко выраженным регрессивным горизонтом залегает сложно построенная толща каспийских отложений мощностью до 28 м. В керне скважин регрессивный горизонт представлен песчано-глинистыми осадками с включением растительных остатков и признаками преобразования в субаэральной среде. Над ним с размывом залегает пачка песка мощностью до 2 м, обогащенная раковинным материалом, в составе которого *Didacna surachanica* и *D. nalivkini* – характерные виды позднехазарской фауны Каспия. Выше по разрезу она сменяется песчанистой глиной мощностью до 4 м, переходящей в мощную 10-метровую толщу мелкозернистого песка с прослоями глины. Осадки содержат редкие раковины кардиид указанного выше состава, а также дрейссен. У кровли этой толщи повсеместно обособляется слой песчано-раковинного состава мощностью около 1 м, включающий прослойки сцементированного карбонатом песчано-раковинного грунта. В составе малакофауны отмечены *Didacna surachanica*, *D. nalivkini*, *D. cristata*, часто присутствуют многочисленные *Corbicula fluminalis*. В палинологическом спектре этого слоя (определения выполнены Н.О. Рыбаковой) пыльца древесных пород составляет (%) 1.8; пыльца травянистых растений 85.5; споры 12.7. В группе древесных обнаружено пыльцевое зерно *Betula*. Травянистые растения представлены пыльцой (%) *Artemisia* 9, *Chenopodiaceae* 54.5; *Gramineae* 1.8; *Compositae* 1.8;

*Ranunculaceae* 16.3 и др. Группу спор составляют *Brialis* (9%) и *Sphagnum* (3.7%). Описанный позднехазарский комплекс осадков характеризует условия мелководного и умеренно глубоководного трансгрессивного бассейна. Состав малакофауны и палинологического спектра позволяет сделать вывод о тепловодности позднехазарского бассейна.

Выше позднехазарского комплекса залегает толща довольно однородной глины мощностью более 10 м, содержащей прослойки и линзы песчано-раковинного материала. Среди них преобладают *Dreissena rostriformis distincta*, встречаются *Dr. caspia*, *Didacna umbonata*. В верхней части среди дидакн преобладают *D. subcatillus*, встречаются *D. cristata*, мелкие *D. parallella*. Фаунистический состав характерен для гирканского горизонта. Палиноспектр толщи отличается от позднехазарского: пыльца древесных пород – 23%, пыльца травянистых пород – 54%, споры – 23%. В группе пыльцы древесных пород пыльца *Pinus* sp. составляет 11%, пыльца *Betula* – 9%, *Alnus* – 1%, *Corylus* – 2%. Основная масса пыльцы травянистых растений представлена *Chenopodiaceae* (39%), *Gramineae* (5%), *Artemisia* (3%), 7% приходится на пыльцу разнотравья (лютиковые, сложноцветные и др.). Споры принадлежат зеленым мхам (*Bryales*, 17%), сфагновым мхам (*Sphagnum*, 4%) и многожизновым папоротникам (*Polypodiaceae*, 2%). Описанные отложения отвечают трансгрессии с более высоким уровнем, чем позднехазарская. Фаунистический состав свидетельствует о тепловодности бассейна; пыльцевой спектр указывает на некоторое похолодание и увлажнение климата. Радиоуглеродные датировки лежат в диапазоне от 47 до >55 тыс. лет. Позднехазарский и гирканский трансгрессивные бассейны отвечают МИС 5.

Отложения гирканского трансгрессивного бассейна перекрываются ательским регрессивным горизонтом. На сейсмоакустических разрезах регрессия выражена четко проявляющимися врезами под подошвой хвалыньских отложений. Толща имеет неоднородный литологический состав: чередуясь, в ней залегают суглинки, супеси, глины, содержащие закисное железо в виде гидротроилита. Отложения содержат включения и послойные скопления растительного детрита. Согласно определениям О.В. Успенской (Институт овощеводства), среди растительного материала преобладают фрагменты высших водных растений, в основном роголистника и рогоза. Встречаются раковины пресноводных моллюсков *Unio* sp., *Dreissena polymorpha polymorpha*, *Valvata piscinalis*, *Theodoxus pallasi*, *Limnea stagnalis*, а также наземных гастропод. Состав органических остатков характеризует водно-болотные условия пресноводных (либо слабосоленых) неглубоких водоемов с водой, бедной биогенными элементами. Определения абсолютного возраста выполнены радиоуглеродным методом в Институте географии РАН и в Lawrence Livermore National Laboratory (США). Датировки получены по гуминовым кислотам, выделенным из ательских отложений, заполняющих палеоврезы.

Они лежат в интервале  $36680 \pm 850$  –  $40830 \pm 100$ , калиброванный возраст  $41191 \pm 750$  –  $44390 \pm 180$  лет и указывают на их накопление в первой половине межстадиального потепления (МИС 3). Следует отметить, что это завершающие стадии ательского этапа развития Каспия. В основании ательской толщи в нижневолжских разрезах ярко выражены криотурбации и мерзлотные клинья, глубоко секущие подстилающую ее серию почв (МИС 5), с очевидностью указывающие на их образование в ледниковую эпоху. Таким образом, первому максимуму валдайского оледенения (МИС 4) и началу межстадиального потепления (МИС 3) в Каспии отвечала ательская регрессия.

Перекрываются ательские образования сложно построенной толщей хвалынских осадков. В ее основании залегает слой ракушечных и ракушечно-песчаных отложений от 2.5 до 5.0 м мощностью. В составе фауны преобладают *Didacna subcatillus*, встречаются *Didacna zhukovi*, *D. parallella*, *Monodacna caspia*, многочисленны дрейссены. Радиоуглеродные датировки лежат в интервале от  $27200 \pm 340$  до  $31600 \pm 420$  лет, калиброванный возраст от  $33860 \pm 1490$  до  $36580 \pm 340$  лет. Отложения характеризуют мелководный бассейн, начальную стадию хвалынской трансгрессии. Над мелководными нижнехвалынскими осадками залегает 8-10-метровая толща морских глин с прослоями песка разной мощности, свидетельствующая о развитии трансгрессии. Она включает нижнехвалынские раковины *Didacna protracta protracta*, *D. protracta submedia*, *D. subcatillus*, *Dreissena rostriformis distincta*, *Dreissena rostriformis compressa*. Эти начальные стадии развития хвалынской трансгрессии отвечают второй половине МИС 3.

Глины перекрываются слоем преимущественно песчаных осадков мощностью до 8 м, свидетельствующих о снижении уровня хвалынского бассейна. Радиоуглеродные датировки лежат в интервале от  $21900 \pm 320$  до  $19325 \pm 175$  л.н. Регрессивный этап отвечает LGM. Выше песчаной толщи залегает маломощный супесчаный слой мощностью до 2 м. В его основании в составе ракушечного материала присутствуют *Didacna protracta protracta*, *D. subcatillus*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena rostriformis distincta*. Осадки характеризуют кратковременный подъем уровня хвалынского бассейна. Над ним с размывом залегают глины мощностью около 5 м, включающие раковины хвалынских моллюсков *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. ebersini*, *Monodacna caspia*, разнообразные *Dreissena*. Литологический и фаунистический состав осадков характеризует сравнительно глубоководный бассейн и свидетельствует о трансгрессивной стадии хвалынского моря. Радиоуглеродные датировки раковин моллюсков, залегающих в основании слоя, лежат в интервале от  $16650 \pm 100$  до  $16075 \pm 120$  лн.

Эпоха последнего ледникового максимума, реконструированная как очень холодная и сухая даже на юге Восточно-Европейской равнины, несомненно, была неблагоприятной для трансгрессивного развития Каспия.

Снижение его уровня отражено в строении хвалынской толщи песчаным комплексом осадков. Радиоуглеродные даты приграничных с этой толще отложений подтверждают этот временной интервал ее накопления. Деградация оледенения, как покровного, так и широко развитой многолетней мерзлоты, в результате глобального потепления климата, нашла отклик в повышении уровня Каспия. Первой фазе трансгрессивного подъема, очевидно, отвечает слой преимущественно глинистой пачки, нижняя граница которой имеет возраст около 19 тыс. л.н. Следующей трансгрессивной стадии хвалынского бассейна отвечает глинистая толща, датируемая возрастом около 16 тыс. лет в ее основании. Сравнительно бедная фауна с господством катиллоидных и тригоноидных дидакн, отличающихся тонкостворчатými раковинами, часто небольшого размера, свидетельствует о низкой температуре воды.

Залегающий выше комплекс осадков характеризуется частым наклонным и хаотичным положением прерывистых отражающих горизонтов. Они представляют собой пачку дельтовых песков, глинистых и алевритово-глинистых илов, сформированных в мелководных условиях регрессирующего Каспия. Ее мощность изменяется от 1–2 до 10 м. Отложения включают мелкие раковины *Didacna parallella*, *D. praetrigonoides*, *Hupanis plicatus*, *Micromelania caspia*, многочисленные обломки неопределимых раковин. Формирование отложений отвечает кратковременной пульсации климатических событий при переходе к голоцену. Над ним залегают комплекс отложений, сформированных в период мангышлакской регрессии. На сейсмоакустических профилях четко выражены палеодепрессии, в керне скважин они выражены слабо консолидированными глинами, торфом, сапропелем, алевритово-песчаными осадками, часто включающими растительный детрит, раковины пресноводных и наземных моллюсков. Радиоуглеродный возраст осадков, заполняющих палеопонижения, находится в интервале 9860–6350 лет.

Таким образом, в толще верхнеплейстоценовых отложений Северного Каспия зафиксированы трансгрессивно-регрессивные события бассейна, позволяющие более полно реконструировать историю развития Каспия в позднем плейстоцене и выявить ее связь с глобальными изменениями климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (16-17-10103).

In the Late Pleistocene thickness of deposits of the Northern Caspian Sea the transgressive and regressive events of the basin are recorded. They allow to reconstruct fully history of development of the Caspian Sea in the Late Pleistocene and to reveal its communication with global climate changes.