РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии

Москва, 14–18 ноября 2011 г.

Том III

Москва
ГЕОС
2011

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. – М.: 2011. – 396 с.

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

В томе III рассмотрены проблемы нанотехнологий и потоков вещества и энергии (атмо-, крио-, гидро-, лито-, седиментосферы), биогеохимии в морях и океанах, а также исследований по проблемам «Система Белого моря» и «Система Каспийского моря».

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 11-05-06052), издательства ГЕОС.

Ответственный редактор
Академик А.П. Лисицын
Редакторы к.г.-м.н. В.П. Шевченко, к.г.-м.н. Н.В. Политова

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

Volume III includes reports devoted to the problems of nanotechnologies and mass and energy fluxes (atmo-, cryo-, hydro-, litho-, sedimentospheres), biogeochemistry in seas and oceans, and the investigations on problems “White Sea system” and “Caspian Sea system”.

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

ISBN 975-5-89118-554-8
ББК 26.221
© ИО РАН 2011

НАНОТЕХНОЛОГИИ И ПОТОКИ ВЕЩЕСТВА И ЭНЕРГИИ (АТМО-, КРИО-, ГИДРО-, ЛИТО-, СЕДИМЕНТОСФЕРЫ)

Виноградова А.А.
(Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва,
anvinograd@yandex.ru)

Состав атмосферных аэрозолей над Белым морем: дальний перенос воздушных масс и загрязнений

Vinogradova A.A.
(A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Moscow)

Atmospheric aerosol composition over the White Sea: long-range transport of air masses and pollution

Вклад атмосферных аэрозолей в формирование морского осадочного вещества до последнего времени считался незначительным. Однако для окраинных (а тем более – для внутренних) морей Российской Арктики потоки некоторых примесей из атмосферы на всю площадь моря могут быть вполне сравнимы с потоками этих же веществ, выносимыми речными водами в море за пределы маргинальных фильтров [1]. Белое море, которое практически со всех сторон окружено сушей, испытывает нагрузку через атмосферу со стороны источников терригенного и антропогенного аэрозоля.

В работе качественно оценивается средний состав аэрозоля в атмосфере над Белым морем по соотношению аэрозолей разных типов (морской, континентальный, арктический, аридный) в разные сезоны и за год, оценивается среднее антропогенное воздействие на атмосферу и наземные объекты окружающей среды изучаемого района.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, ПЕРЕНОС ВОЗДУХА И ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ

Перенос воздуха в район Белого моря изучался по средним характеристикам пространственного распределения траекторий движения воздушных масс к условной точке с координатами 65,5º с.ш., 37,5º в.д., расположенной приблизительно в центре бассейна моря на высотах 100 м над водной поверхностью. Расчет 5-суточных обратных трехмерных траекторий переноса воздуха (старт в 00 часов UTC, интервал расчетов 6 часов) осуществлялся для каждого дня января, апреля, июля и октября на протяжении 10 лет (с 2000 по 2009 гг.) с помощью модели HISPLYT 4 и данных реанализа полей метеорологических характеристик NOAA (NCEP/NCAR Reanalysis Data Files). Одновременно та же модель рассчитывала вдоль траекторий движения воздуха количество осадков и высоту приземного слоя перемешивания, которые определяют скорость осаждения примесей, переносимых воздушными массами, и используются в расчетах.

Наибольшие изменения в течение года происходят с частотой поступления воздуха с севера: более чем в 3 раза максимум летом (около 40 %) превосходит минимум зимой. Остальные направления более или

менее равномерно участвуют в рассматриваемых процессах переноса (с частотами 5-15 %).

Пространственные вариации количества осадков и высоты слоя перемешивания в окрестности Белого моря (на расстояниях до 2000 км и более от выбранной точки) подчиняются следующим основным закономерностям: воздушным массам, проходящим над открытой водной поверхностью, соответствуют бóльшее количество осадков и бóльшая высота слоя перемешивания в атмосфере; над заснеженными и ледяными поверхностями эти параметры имеют минимальные значения. Климатическая зональность на рассматриваемой территории (между 45º и 85º с.ш.) также проявляется в этих пространственных полях.

Оценки среднего количества осадков над Белым морем в разные месяцы (25, 19, 67 и 42 мм/мес для января, апреля, июля и октября) соответствуют годовой сумме осадков около 460 мм/год при средних метеорологических данных от 300 до 600 мм/год.

КАЧЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ АТМОСФЕРЫ НАД БЕЛЫМ МОРЕМ

Анализировалось происхождение воздушных масс и, соответственно, переносимых ими аэрозолей, выделяя пять характерных типов аэрозолей (континентальный – зимний и летний, морской, арктический и аридный), отличающихся своим химическим составом и распределением частиц по размерам в силу различий их генезиса.

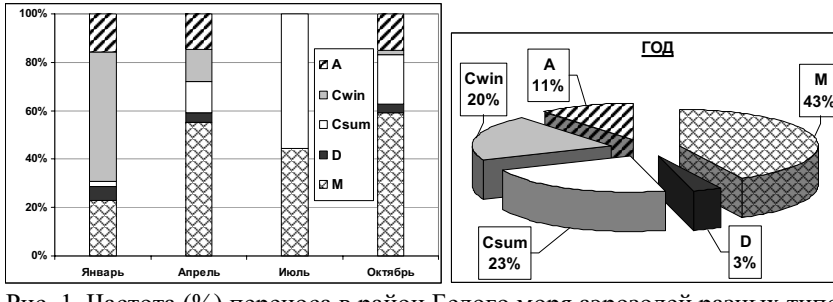


Рис. 1. Частота (%) переноса в район Белого моря аэрозолей разных типов – арктического (A), континентального летнего и зимнего (C_{SUM} и C_{WIN}), аридного (D), морского (M) в разные месяцы и за год.

Средние соотношения частот поступления в район Белого моря аэрозолей разных типов приведены на рис. 1 для разных сезонов и за год в целом. Эти аэрозоли добавляются к тому чисто морскому аэрозолю, который генерируется с поверхности самогó Белого моря. В результате, аэрозоль над Белым морем, в основном, состоит из аэрозолей континентального и морского происхождения. Антропогенные составляющие аэрозоля поступают с территории суши (континентальный тип), причем зимой, когда земля покрыта снегом, континентальный аэрозоль в значительной степени имеет антропогенное происхождение.

Подчеркнем, что представленные на рис. 1 распределения – не количественные (массовые) соотношения соответствующих типов аэрозолей, поскольку такие характеристики, как массовая концентрация аэрозоля в районе источника и распределение аэрозольных частиц по размерам пока трудно учесть. Отметим также, что в 3% случаев в район Белого моря поступает пылевой аэрозоль из Поволжья и Казахстана, что может быть явно заметно в зимнее и весеннее время в изменении цвета выпадающего снега, как это было зафиксировано в марте 2006 г. [2].

АНТРОПОГЕННЫЙ АЭРОЗОЛЬ НАД БЕЛЫМ МОРЕМ

Используемая нами методика оценок концентраций антропогенных примесей в воздухе и их потоков на подстилающую поверхность при анализе многолетних массивов траекторий воздушных масс была подробно описана в [3].

На рис. 2 приведены соотношения вкладов различных антропогенных регионов-источников в годовые потоки шести аэрозольных примесей на поверхность в центре Белого моря. Использованы данные о составе и мощности выбросов в атмосферу российских (за 2007 г.) [4] и европейских (за 2005 г.) [5] источников.

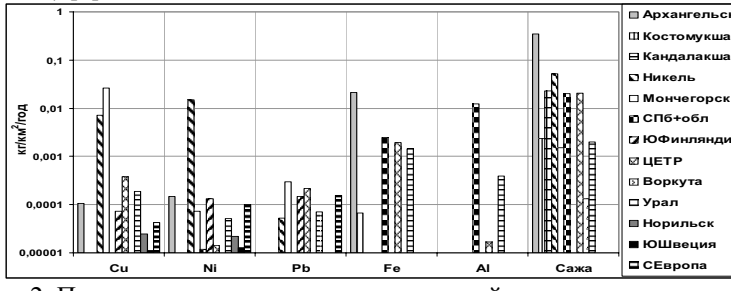


Рис. 2. Поступление антропогенных примесей – меди, никеля, свинца, железа, алюминия и сажи – на поверхность Белого моря за год от разных регионов-источников.

Зимой, при малых величинах скорости осаждения примеси на поверхность, концентрации примесей в воздухе максимальны и уменьшаются на порядок и более летом, когда скорости осаждения на поверхность велики. Сезонные вариации потоков примесей на поверхность часто оказываются обратными – с максимумом в теплое время года, когда скорость осаждения примесей на поверхность максимальна. Что касается различий между регионами-источниками, их вклады в загрязнение атмосферы тем больше, чем ближе источники к Белому морю (города и области северо-западной России и Ю.Финляндия) из-за осаждения примеси по мере ее переноса в атмосфере.

Заметим, что предприятия по добыче и переработке различных руд, в случае применения ими технологии открытой выработки, могут являться

мощными круглогодичными источниками выбросов в атмосферу терригенных веществ, не учитываемых официальными сводками (типа [4]). Можно классифицировать такой аэрозоль как *терригенный (по составу) аэрозоль антропогенного происхождения*. В окрестности Белого моря такой источник – карьер горно-обогатительного комбината (ГОК) г. Костомукша, поставляющий в атмосферу типично терригенные элементы – железо и алюминий в количестве около 500 и 140 т/год, соответственно [6]. Введение в расчеты этих значения в качестве эмиссии Fe и Al от Костомукши (вместо данных из [4]) делает источник Костомукша одним из основных поставщиков (через атмосферу) железа и алюминия на поверхность Белого моря (таблица).

Таблица. Среднегодовые концентрации в воздухе и суммарные годовые потоки различных антропогенных составляющих аэрозоля на поверхность Белого моря

	Cu	Ni	Pb	Сажа	Fe	Al
Концентрация в воздухе, нг/м^3	0,55	0,22	0,032	8,0	0,67*	0,43*
Плотность потока, кг/км^2/год	0,034	0,015	0,001	0,45	0,027 0,037*	0,013 0,014*
Поток на всё море, т/год	3,1	1,4	0,086	42	2,4 3,3*	1,2 1,3*

* Для Fe и Al с учетом эмиссии карьера ГОК г. Костомукша из [6]

Отметим, что оценки для антропогенной сажи завышены, т.к. в дальнем переносе участвуют лишь наиболее мелкие субмикронные аэрозольные частицы, а распределение массы выбрасываемой сажи по размерам частиц не учитывалось. С другой стороны, здесь не учтена атмосферная сажа, образующаяся в результате открытого горения биомассы (пожары и т.д.).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Анализ многолетних массивов траекторий переноса воздушных масс позволил получить соотношения частот переноса в район Белого моря разных типов аэрозолей (морской, континентальный, арктический, аридный) в разные сезоны и в среднем за год.

Выявлены наиболее значимые регионы-источники некоторых антропогенных составляющих, оседающих из атмосферы на поверхность Белого моря. Оценены средние (для 2000-х годов) потоки антропогенных Cu, Ni, Pb, Fe, Al и сажи, поступающие за год в воды Белого моря от рассмотренных регионов-источников.

Никель и медь в атмосфере и на поверхности в районе Белого моря, в основном, антропогенного происхождения с Кольского полуострова. Антропогенное железо, главным образом, переносится воздушными массами от промышленности Архангельской области, а основным источником антропогенного алюминия являются предприятия Санкт-Петербурга и Ленинградской области.

Впервые оценены вклады открытого карьера Костомукшского горно-обогатительного комбината в потоки Fe и Al (элементов смешанного терригенного и антропогенного происхождения) на поверхность Белого моря, которые вполне сравнимы с вкладами остальных рассмотренных антропогенных регионов-источников.

Благодарности. *Автор признателен Лаборатории воздушных ресурсов (ARL) NOAA за предоставление возможности свободно использовать модель HYSPLIT для расчета траекторий движения воздушных масс. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00300).*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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- 394.
2. Шевченко В.П., Коробов В.Б., Лисицын А.П. и др. Первые данные о составе пыли, окрасившей снег на европейском севере России в жёлтый цвет (март 2008 г.) // ДАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 675-679.
3. Виноградова А.А., Пономарева Т.Я. Сезонные изменения атмосферных концентраций и выпадений антропогенных примесей в Российской Арктике // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 6. С. 761-770.
4. Ежегодник выбросов загрязняющих веществ атмосферный воздух городов и регионов Российской Федерации за 2007 год. СПб, 2008. 204 с.
5. Ilyin I., Rozovskaya O., Travnikov O., Aas W. Heavy metals: transboundary pollution of the environment // EMEP Status Report 2/2007. June 2007. 85 p.
6. Виноградова А.А., Иванова Ю.А. Антропогенное загрязнение природных сред в районе Костомукшского заповедника (Карелия) при дальнем переносе аэрозольных примесей в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 493-501.

Atmospheric aerosols depositing onto the surface of the White Sea are included in its bottom sediments. The qualitative relations between aerosols of different origin (marine, continental, arctic, and arid aerosols) over the White Sea surface were studied. The long-term arrays of trajectories along which air masses are transported to the center of the White Sea were analyzed. The industrial areas of grate importance (the Murmansk, Arkhangelsk, Leningrad regions, St-Petersburg, and Kostomuksha) were selected as the sources of anthropogenic pollution for the White Sea environment. The average air concentrations and fluxes onto the surface of Cu, Ni, Pb, Fe, Al, and soot from selected sources were estimated for different seasons, as well as on an annual scale.

Гриценко В.А.[1], Килесо А.В.[2]
([1]Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград,: gritsenko_vl@mail.ru, [2]Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, aleksandr.kileso@gmail.com)

Особенности перемешивания в придонном микрослое плотностных течений и ресуспензия донных осадков

Gritsenko V.A.[1], Kileso A.V.[2]
([1]Atlantic Branch of Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Kaliningrad, [2]Immanuel Kant Federal Baltic University, Kaliningrad)

Mixing features of the density currents in the bottom microlayer and resuspension of the bottom sediments

О существовании придонных течений и значимости их роли в процессах седиментации в прибрежных районах моря известно достаточно давно [8]. Интегральным результатом их деятельности являются многочисленные конусы выноса и подводные каньоны [5]. Для учета транспортных или эродирующих свойств придонных течений в морской геологии существует много эмпирических подходов, опирающихся [7] на оценку градиентов полей скорости и плотности течений или их сочетания. Однако даже на качественном уровне полнота понимания процесса взаимодействия двигающегося водного потока и донных осадков, по-видимому, еще не достигнута.

Целью данной работы является изучение структуры перемешивания в придонном слое плотностных течений, выявления механизмов неустойчивости, потенциально способствующих вовлечению и переносу донных осадков при помощи численной XZ-модели плотностных течений с двумя дополнительными встроенными моделями. Для удобства сравнения с лабораторными экспериментами в использованной в расчетах модели был выбран соленостный вариант стратификации. Исходная система уравнений основной модели [1] имела следующий вид:

$$\frac{d\omega}{dt} = \frac{g}{\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial z} + \nu_T \Delta\omega, \quad \frac{d\rho}{dt} = D_T \Delta\rho, \quad \Delta\psi = \omega, \quad \frac{dc}{dt} = D_T \Delta c,$$

где ω – завихренность, ψ – функция тока, g=982 см/с^2, ρ_0 – плотность пресной воды, а ρ – соленой, $\nu_T=\nu_0+c\ \nu_{ЭФ}$, $D_T=(Sc)^{-1}\nu_T$ – коэффициенты турбулентных вязкости и диффузии, Sc=2, $\nu_{ЭФ} = \sqrt{Re}\cdot\nu_0$, $Re=u_0h_0/\nu_0$, при t=0 - $\nu_{эф}$=0; C - трассер водной массы течения. Конечно-разностные уравнения модели построены на сетках 2001x501 ($\Delta x=\Delta z=0.05$) по явной схеме с направленными разностями. Значения размерных параметров изменялись в диапазонах: $\Delta\rho_0$ - от 0.0005 до 0.005 г/см^3, h_0 - от 1 до 100 см, u_0 - от 1 до 10 см/с, $\nu_{ЭФ}$ - от 0.15 до 5.0 см^2/с.

Ранее [1-3], XZ-модель позволила получить особенности процесса распространения плотностных течений вдоль склона дна и строения их

головной части. Однако физически неполное расчетное условие на линии дна – скольжение или скольжение вместе с параметризацией вязкого прилипания – сильно сужало возможность модели для решения задач седиментационной направленности. Особенностью данной работы является явный учет в модели вязкого прилипания жидкости на дне, реализованный при помощи дополнительной модели на вложенной сетке с существенно меньшей дискретизацией.

Встроенная под-модель с явным учетом вязкого прилипания жидкости на линии дна имеет следующие уравнения [8]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} = u_\infty \frac{\partial u_\infty}{\partial x} + \nu_T \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0,$$

где u_∞ - горизонтальная компонента скорости на нижнем слое внешней модели плотностного течения, а все остальные переменные имеют тот же смысл что и выше. На данном этапе расчета придонного течения перемешивание по плотности параметризовался.

Явный учет вязких взаимодействий на дне дна позволил получить распределения касательных напряжений во всем модельном пространстве, включая микрослой у дна, т.е зону контакта воды и дна. На рис. 1 представлены результаты расчета распределений значений параметров придонного течения – избыточной плотности и линий тока, касательных напряжений, распределения значений локального числа Ричардсона – для одной из фаз расчетного течения.

Анализ полученных распределений модельных параметров показал, что в головной части течения наблюдается резкое возрастание касательного напряжения на дне. Изолинии значений числа Ричардсона уточняют положения зон возможной генерации мелкомасштабной турбулентности, которая также является существенным источником возмущений в придонной области. Эти результаты позволяют считать, что именно в головной части течения находятся динамически процессы, которые могу способствовать вовлечению осадочного материала в придонный поток и дальнейшего его переноса.

Расчеты на XZ-модели с вязким прилипанием обнаружили новый источник неустойчивости в зоне контакта течения с дном. Как оказалось, за счет большей горизонтальной скорости адвекции воды на удаленных от дна горизонтах в головной части плотностного течения, в ней всегда возникает конвективно неустойчивая зона, ранее известная из лабораторных экспериментов различных авторов [2, 4, 6, 10]. На рис. 2 приведен один из примеров расчета «схлопывания» такого рода ячейки конвективной неустойчивости.

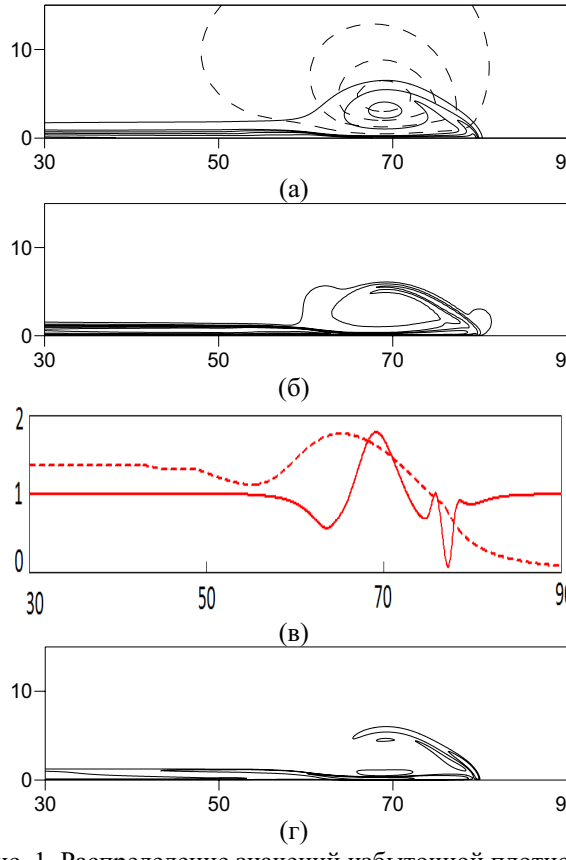


Рис. 1. Распределение значений избыточной плотности (сплошная линия) и функции тока (пунктирная линия) (а). Значения изолиний плотности пробегают последовательно сверху вниз значения σ от 0 до 1 с шагом 0.15. Распределение значений вертикального градиента горизонтальной компоненты скорости (б). Графики изменчивости вдоль линии дна касательного напряжения τ (в) на дне (пунктирная линия) и в толще течения (сплошная линия). Распределение значений изолиний локального числа Ричардсона (г). Характерные масштабы течения: $\Delta\rho_0$=0.001 г/см^3 u_0=3 см/с, h_0=6 см, $\nu_{эфф}$=10^{-1} см^2/с, уклон дна равен 7^O, сетка 2001x501. Для лучшего понимания структуры течений на графике приводится лишь часть модельного пространства

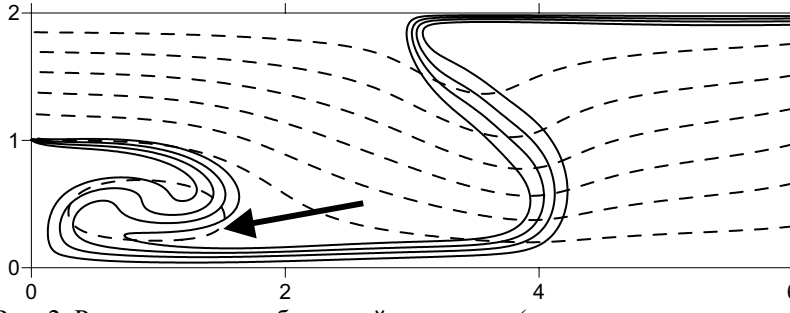


Рис. 2. Распределения избыточной плотности (сплошные линии, значения 0.15, 0.35, 0.55, 0.75) и линий тока (штриховые линии, значения -0.1, 0.2, 0.5, 0.8, 1.1, 1.4). Отчетливо виден «провал» изолиний плотности и продвижение тяжелой воды к дну с образованием вихря. На рис. он отмечен стрелочкой. Характерные масштабы внешнего течения во входном створе: $\Delta\rho_0$=0.001 г/см^3, h_0=6 см, u_0=3 см/с, $\nu_{эфф}$=0.15 см^2/с.

Расчет велся на вложенной сетке (201 x 701) внутри одной придонной ячейки XZ-модели с прилипанием (dx=dz=0.005). Вложенное модельное пространство позволило за счет своих верхних слоев обеспечить связь с внешней моделью, а все остальные - выполнить расчет движения внутри микрослоя. В качестве характерных масштабов использованы масштабы внешнего течения в окрестности выбранной для расчета ячейки.

Известно [4, 6, 10], что вертикальные зондирования плотностных течений вне их головной части показывают практически однородный по плотности слой воды. Т.о, процесс вертикального движения более тяжелой жидкости происходит быстро и восстанавливает плотностную устойчивость в придонных слоях течения. Очевидно, что данный процесс является еще одним возмущающим фактором, способным нарушить целостность донных осадков.

Т.о., на основе описываемых и ранее выполненных расчетов можно констатировать одновременное сосуществование в головной части вдольсклонового плотностного течения несколько механизмов неустойчивости - Кельвина-Гельмгольца, за счет сдвиговых напряжений в потоке [4, 6, 10], Релея-Тэйлора - возникающего при лобовом столкновении водных масс потока и неподвижной воды, легко детектируемому по «трещинам» или «складкам» на верхней границе [10], а также конвективной неустойчивости в тыльной стороне головы потока [2, 10] и в придонном микрослое. Наконец, опережение фронтального раздела по скорости слоя горизонтального скачка по плотности [2] также может являться возмущающим фактором для «пробуждения» осадков на дне. Каждый из перечисленных механизмов вносит свой вклад в итоговый результат взаимодействия потока с дном и требует оценки своей роли в общем итоге

процесса взаимодействия плотностного потока с осадками на дне. Очевидно, что ни один из возмущающих механизмов, априори, не может считаться доминирующим.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 09-05-00446а и 10-05-00472а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гриценко В.А., Юрова А.А. О распространении придонного гравитационного течения по крутому склону дна // Океанология. 1997. Т. 37. № 1. С. 44-49.
2. Гриценко В.А., Чубаренко И.П. Об особенностях структуры фронтальной зоны придонных гравитационных течений // Океанология. 2010. № 1. С. 26-32.
3. Зацепин А.Г., Гриценко В.А., Кременецкий В.В. и др. Лабораторное и численное исследование процесса распространения плотностных течений по склону дна // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 5-15.
4. Самолюбов Б.И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. 352 с.
5. Свиридов Н.И. Статистический анализ эрозионно-аккумулятивных процессов в Готландской впадине Балтийского моря // Океанология. 2003. Т. 43. № 6. С. 935-947.
6. Тернер Дж. Эффекты плавучести в жидкостях. М.: МИР, 1977. 431 с.
7. Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра. 1976. 488 с.
8. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М.: Наука. 1974. 711 с.
9. Hinwood J.B. The study of density stratified flows up to 1945 // La Houle Blanche. 1970. № 4. P. 347-359.
10. Simpson J.E. Gravity currents in the environment and the laboratory. England. ELLIS HORWOOD LTD, 1987. 244 p.

Based on the analysis of calculations on two-dimensional nonlinear hydrodynamic model of the dynamics of density currents with two built-in models that explicitly take in account of viscous adhesion at the bottom and the density inhomogeneity near the bottom, four of the instability mechanism that can generate process re-suspension bottom sediments identified.

Гордеев В.В.[1], Монько А.Н.[2], Маккавеев П.Н.[1]
([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН; [2]ООО «Газфлот»)

Растворенные и взвешенные микроэлементы в Обской губе летом и осенью 2010 г.

Gordeev V.V.[1], Mon'ko A.N.[2], Makkaveev P.N.[1]
([1]P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS; [2]OOO "Gazflot")

Dissolved and particulate trace elements in the Obskaya Guba in summer and autumn of 2010

Еще недавно Арктика рассматривалась как огромный незагрязненный район из-за ее значительного удаления и низкой плотности населения (менее 4 млн. человек). Однако исследования последних десятилетий показали, что Арктика подвергается загрязнению, как из локальных источников, так и удаленных регионов Мира.

Международная комиссия по климатическим изменениям [1] предсказывает в XXI веке глобальное потепление, которое будет особенно чувствительным в Арктике, что может повлечь за собой серьезные изменения в экосистеме региона. В ближайшие годы планируется эксплуатация большого числа месторождений нефти и газа (на земле и в море), что может оказать большое негативное влияние на внешнюю среду.

В связи со сказанным в июле-августе (рейс 1) и сентябре-октябре (рейс 2) 2010 г. были проведены экспедиции для оценки фонового состояния и рыбохозяйственного значения экосистемы Обской и Тазовской губ. Работы проводились сотрудниками ВНИРО и ИО РАН на судне ООО «Южной судоходной компании» ОТА-777. В рейсе 1 было выполнено 66 комплексных станций, в рейсе 2 – 54 станции.

Данная работа посвящена результатам изучения группы тяжелых металлов в воде и взвеси Обской губы.

Для анализа фильтрованной воды на содержание Fe, Mn, Zn, Ni, Cd, Co, Cu (рейс 1) использовался атомно-абсорбционный спектрофотометр «Квант-Z.ЭТА» с электротермическим атомизатором (ВНИРО), а пробы фильтрованной воды (рейс 2) и взвеси (рейсы 1 и 2) анализировались на ААС «Квант-Z.ЭТА» и пламенном ААС «Квант-2А» (ИО РАН). Для контроля правильности применялись стандартные образцы речной и эстуарной воды (SLRS-4 и SLEW-3, Канада) и при анализе взвеси стандартные образцы прибрежных морских осадков (GSD-1 – GSD-12, КНР).

Во время проведения 1-го рейса (29 июля-17 августа 2010 г.) большая часть Обской губы (до 72°с.ш.) представляла из себя по сути пресноводный водоем с присущими большой реке в половодье признаками. Толща воды подвергалась сильному вертикальному перемешиванию, а в результате ограниченного водообмена в поперечном направлении прослеживалась

струйность потока по направлению течения, причем более холодные воды Тазовской губы тяготели к восточному прижимному берегу [2]. Влияние тазовских вод прослеживалось по гидрохимическим параметрам до 71°с.ш., где они окончательно смешивались с обскими водами.

2-й рейс (18 сентября-7 октября 2010 г.) проходил в существенно иных условиях: сток воды упал в 2 раза, а уровень снизился на 1,5-2,0 м по сравнению с первой половиной августа. По всей акватории «речной» (пресной) части губы произошло выравнивание температуры воды, исчезла присущая летнему периоду струйность потока с градиентами гидрохимических параметров – по поперечникам.

В северной части губы (севернее 72°с.ш.) отчетливо проявлялась зона перемешивания речных и морских вод. Соленость перемешанных вод значительно возрастала от поверхности ко дну. Эта зона выглядела очень динамичной, являясь следствием взаимодействия речного стока, приливов-отливов и ветровых нагонов. Ближе к Карскому морю поперечный разрез по солености приобретал двугорбый характер, повышаясь от дна у обоих берегов и опускаясь в центральной части губы под воздействием потока обских вод. В осенний период граница контакта пресных и соленых вод сместилась к югу на 30-40 км. Сильное перемешивание слоев привело к уменьшению градиентов солености по глубине. В итоге, на самом северном разрезе соленость у поверхности достигала 8-9 ‰ с соответственным снижением придонных значений до 20-25 ‰. К югу ввиду перемешанности водной толщи языка соленых вод уже не наблюдалось. Севернее 72°с.ш. сток обских вод все более тяготел к западному берегу.

Далее рассмотрим кратко уровни концентраций микрометаллов и их поведение отдельно в пресноводной части Губы и в зоне смешения пресных и соленых вод (маргинальном фильтре). Обобщенные данные о концентрациях растворенных и взвешенных металлов в Обской губе от места впадения Тазовской губы до зоны контакта пресных и соленых вод (около 72°с.ш.) представлены в Таблице.

Сравнение средних концентраций растворенных металлов в воде Обской губы со средними концентрациями в стоке рек Арктики и всего Мира показывает, что для Fe, Cu, Ni, As они очень близки, для Mn даже ниже среднемировых, для Zn, Co, Pb и Cd в 3-5 раз выше. Однако ни по одному металлу нет превышения ПДК (за исключением редких случаев самых высоких из встреченных концентраций; некоторые из них, возможно, следовало бы отнести к случайным выбросам). Отметим также, что некоторые ПДК вызывают сомнения, поскольку они оказываются даже ниже средних глобальных значений для речного стока (к ним относятся Mn и Cu, для которой долгое время ПДК равнялась 1 мгк/л). Содержания взвешенных форм элементов также оказываются сопоставимыми со средними величинами для незагрязненных рек Арктики и Мира. Немного превышают их содержания во взвеси Обской губы Zn и Cd, если сравнение

проводить с данными по летней экспедиции. Вообще сопоставление средних содержаний и диапазонов колебаний для проб взвеси, отобранных в рейсе 1, показывает, что они заметно выше, чем по данным 2-го осеннего рейса.

Таблица. Диапазон колебаний и средние концентрации металлов в воде и взвеси Обской губы по материалам летней и осенней экспедиций 2010 г. (растворенные формы – мкг/л, взвешенные формы – Fe, Al в %, остальные металлы в мкг/г)

Рейс	Fe	Al	Mn	Cu	Zn	Ni	Co	Pb	Cd	As	Ссылка
Растворенные формы											
Рейс 1 Данные ВНИРО (n=70) Данные ИО РАН	25-180 78 –	– –	0,1-31,6 2,0 –	0,1-3,8 1,73 –	0,1-6,4 2,25 –	0,1-5,3 1,10 –	0,1-2,5 0,55 –	– –	0,06-1,26 0,20 –	– –	2
Рейс 2 Данные ВНИРО (n=73) Данные ИО РАН (n=8)	14-88 41,0 31,6-82,8 60,0	– –	0,1-43,5 3,4 1,1-31,5 8,0	0,3-10,9 2,0 0,93-1,40 1,20	0,1-31,7 3,60 0,59-11,3 4,0	0,1-2,8 1,0 0,32-3,3 1,75	0,12-2,15 0,44 –	– 0,04-0,64 0,33	0,06-1,21 0,24 0,01-0,03 0,016	– 0,36-2,86 1,40	2 Данная работа
Реки Арктики	87	–	–	1,62	0,74	1,28	–	0,028	0,0034	–	8
Реки Мира	66	–	34	1,48	0,60	0,80	0,15	0,079	0,08	0,62	7
ПДК	100	40	10	5	10	10	10	6	5	50	6
Взвешенные формы металлов											
Рейс 1 Данные ИО РАН (n=33)	2,6-6,8 4,23	0,9-5,4 1,80	1275-3580 2330	13-620 79	<50-3100 406	10-570 99	–	<2-114 16,5	0,1-17,0 4,4	<0,5-33,2 11,7	Данная работа
Рейс 2 Данные ИО РАН (n=36)	1,1-4,2 3,40	0,5-2,8 1,40	900-2900 1625	20-40 29	10-100 42,5	15-30 21,0	–	<2-23 7,0	0,1-4,7 1,10	0,5-18 7,5	Данная работа
Реки Арктики	5,25	5,8	2200	45	198	53	21	29	0,61	20	4
Реки	5,03	8,63	1150	45	130	50	19	25	0,5	14	5
Мира	–	–	1679	75,9	208	74,5	22,5	61,1	1,55	36,3	9

Это заключение согласуется с результатами 10-летних исследований стоков Северной Двины, которые показали существование значительных колебаний химического состава устьевой зоны реки в разные сезоны года [3]. Подобные различия существуют и для растворенных форм металлов, хотя и в меньшей степени (Таблица). В целом представленные данные свидетельствуют о том, что нет оснований утверждать, что водная толща и взвешенное вещество Обской Губы в летне-осенний период 2010 года были загрязнены тяжелыми металлами.

Построенные для всех определявшихся растворенных металлов схемы распределения в поверхностных и придонных водах свидетельствуют, во-первых, о значительной неоднородности этих распределений, во-вторых, о

существенно большей однородности в толще воды, указывая на хорошую перемешанность по глубине, и, в третьих, о струйности по направлению течения, что полностью соответствует данным гидрологических исследований.

Приведем в качестве примера распределение растворенного железа в поверхностных водах Обской Губы во время летней и осенней экспедиций (рис. 1а, б). Летом прослеживается поток тазовских вод вдоль восточного берега Губы вплоть до 71°с.ш., что отмечалось по гидрологическим данным. Отметим, что на выходе в море, где соленость вод при высокой воде не более 2‰, концентрация $Fe_{раств.}$ довольно высока. Исключение составляет небольшая область, прилегающая к западному берегу, где происходит интрузия Карских вод, разбавляющих поток речной воды и снижающих концентрацию $Fe_{раств.}$.

В то же время осенью уже на поверхности Fe весьма низкое (менее 10 мкг/л), что объясняется двукратным снижением речного стока и активным внедрением морских вод (соленость, как отмечалось выше, поднимается до 8-10‰).

Также довольно неоднородно распределение взвешенных форм металлов, как в поверхностных, так и в придонных водах губы. В целом, прослеживаются те же закономерности, что и в случае растворенных форм металлов. Отметим, что в результате резкого снижения водного стока осенью мутность вод в губе возросла более чем на порядок – с 1,3 мг/л в среднем в августе до 31 мг/л в сентябре-октябре, что не могло не сказаться на химическом составе взвеси. Данные по взвешенному органическому углероду, полученные специалистами ВНИРО [2], показали, что выраженные в мкг/л концентрации ВОУ мало отличались летом и осенью (0,25-3,46 мг/л летом и 0,3-3,2 мг/л осенью). Учитывая, что осенью концентрация взвеси резко возросла, можно утверждать, что содержание $C_{орг.}$ во взвеси сильно снизилось по сравнению с августом, как за счет спада фотосинтетической активности, так и большей терригенности осенней взвеси. Это подтверждается, как более низкими содержаниями микроэлементов в осенней взвеси, так и гораздо большей однородностью ее состава по сравнению с летним периодом (Таблица).

Особый интерес представляют данные о поведении растворенных элементов в зоне смешения речных и морских вод (в интерпретации академика А.П. Лисицына это зона маргинального фильтра (МФ) реки Оби).

На рис. 2 представлена зависимость $Fe_{раств.}$ от солености, свидетельствующая о неконсервативном поведении этого металла в зоне смешения, что характерно для подавляющего числа МФ разных рек. Для других элементов зависимости от солености весьма неоднородны и свидетельствуют скорее об их консервативности.

Что касается взвешенных форм элементов, то необходимо отметить, что пробы воды с высокой соленостью можно было получить только из

придонных слоев, воды которых, по-видимому, замутились взмучиванием поверхностного слоя донных осадков придонными течениями. Это приводило к более высоким концентрациям взвеси в водах с соленостью более 25-30‰, что не соответствует существующим представлениям об экспоненциальном снижении мутности с ростом солености в зонах смешения речных и морских вод.

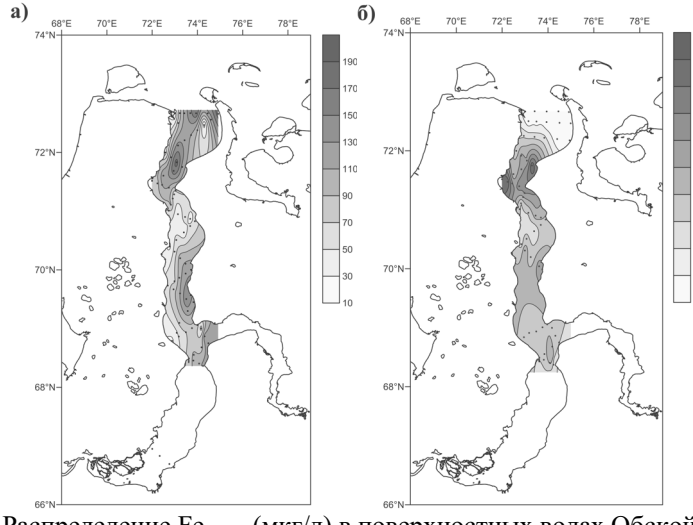


Рис. 1. Распределение $Fe_{раств.}$ (мкг/л) в поверхностных водах Обской губы во время (а) летней и (б) осенней экспедиций.

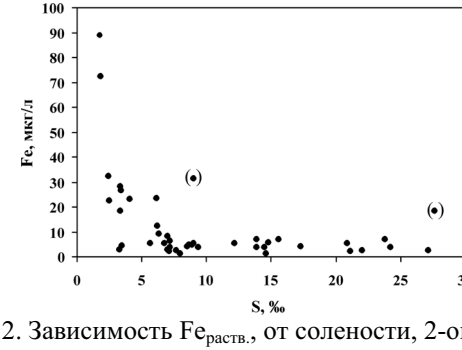


Рис.2. Зависимость $Fe_{раств.}$, от солености, 2-ой рейс.

Таким образом, проведенные исследования показали, что на сегодняшний день по уровню концентраций тяжелых металлов в воде и взвеси экосистема Обской губы находится в удовлетворительном состоянии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IPCC: Four Assessment Report. Climate Change. In: The Physical Science Basin. Solomon S., Qin D., Manning M. et al. –eds. 2007. Cambridge Univ.Press. UK/N.-Y.
2. Оценка текущего фонового состояния и рыбохозяйственного значения экосистем Обской и Тазовской губ. Отчет ВГУП «ВНИРО». Руководитель – А.Н.Мясоедов. М. 2010.
3. Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Покровский О.С., Шевченко В.П. Особенности геохимии речного стока в Белое море. В кн.: Система Белого моря. Т.2 . 2012. (в печати).
4. Гордеев В.В. Микроэлементы в воде, взвеси и донных осадках Обской губы, Енисейского залива и дельты Лены и прилегающих областях Карского моря и моря Лаптевых. В кн.: Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. Современное состояние и история развития. Кассенс Х.М., Лисицын А.П., Тиде Й. и др. – ред. М., Изд. МГУ. 2009. С.200-224.
5. Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек Мира. М., ГЕОС. 2006. 174 С.
6. Санитарные правила и нормы. Охрана поверхностных вод от загрязнений. 1988.
7. Gaillardet J., Viers J., Dupre B. Trace elements in river water. In: Treatise of Geochemistry J.L.Drever –ed. Amsterdam et al. Elsevier Pergamon. 2004. V.5. Ch.5.09. P.225-272.
8. Gordeev V.V., Beeskow B., Rachold V. Geochemistry of the Ob' and Yenisey estuaries: a comparative study.// Berichte fur Polarforshung. 2007. V.565. 265 P.
9. Viers J., Dupre B., Gaillardet J. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database // Science of the Total Environment. 2009. V. 407. P. 853-868.

The results of the analyses of dissolved and particulate trace elements in two expeditions (in summer and autumn of 2010) into the Obskaya Guba are presented. The main aim was to obtain the modern data on the Obskaya Guba ecosystem and its fishering significance. The results show that according to all the ecosystem's parameters including heavy metals (Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Co, Pb, Cd and metalloid As) the ecosystem's conditions are in acceptable position.

The concentrations of metals in the Obskaya Guba waters were appeared on the significantly lower level than the so called maximal permissible concentrations.

Дарьин А.В.[1], Калугин И.А.[1], Третьяков Г.А.[1], Максимова Н.В.[1], Ракшун Я.В.[2]
([1]Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, avd@igm.nsc.ru darin@ngs.ru ; [2]Институт ядерной физики им. А.Н. Будкера СО РАН, Новосибирск)

Геохимия годового цикла осадкообразования в варвных озерах Центрально-Азиатского региона

Darin A.V.[1], Kalugin I.A.[1], Tretiakov G.A.[1], Maksimova N.V.[1], Rakshun Ya.V.[2]
([1]Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk; [2] Budker Institute of Nuclear Physics SB RAS, Novosibirsk)

Geochemistry of the annual cycle of sedimentation in the varves lakes of Central Asia region

Редко встречающиеся тонколаминированные (с годовой слоистостью) непрерывные осадочные разрезы с высокими скоростями седиментации являются идеальными для получения высокоразрешающих климатических записей из донных отложений и по детальности могут быть сравнимы с лучшими дендрохронологическими записями, но значительно превосходят последние по перекрываемому возрастному интервалу. Ежегодно ламинированные (варвные) осадочные последовательности рассматриваются мировым палеоклиматическим сообществом как один из наиболее важных архивов, поскольку предполагают точную временную информацию в календарных годах в сочетании с исключительно высоким временным разрешением вплоть до внутригодовых климатических рефлексов.

Нами исследованы осадки солоноватоводных и пресных озер Центрально-Азиатского региона: оз. Шира, оз. Беле (Республика Хакассия); оз. Телмен (Северная Монголия); оз. Кучерлинское (Горный Алтай).

Выбор объектов исследования обусловлен следующими соображениями:

- наличием тонкой структуры осадка, отражающей годовые природные вариации условий осадконакопления;
- отсутствием перерывов в осадконакоплении;
- незначительным антропогенным влиянием;
- высокими скоростями осадконакопления;
- наличием литолого-геохимических маркеров изменения внешней среды.

Термин «варвы» (varves) впервые использовал шведский геолог De Geer (1912) для описания ежегодно ламинированых приледниковых озерных осадков. В российской литературе используется термин ленточные глины. Варвные осадки распространены в Скандинавии, Северо-Западной части России, Польше, Германии, США и Канаде. Для Центрально-Азиатского

региона это редкие находки.

Хронология является ключевым вопросом при палеоклиматических исследованиях озерных отложений. Подсчёт числа годовых слоев используется в варвохронологии (по аналогии с дендрохронологией) и позволяет получать абсолютные временные шкалы.

Отбор кернов осуществлялся в глубоководной части озер с помощью коробчатого пробоотборника, обеспечивающего получение ненарушенных колонок верхних 20 см донных отложений, что при скорости осадконакопления ~ 1 мм/год соответствует временному интервалу ~ 200 лет. Эти образцы использовались для определения современной скорости осадконакопления по подсчету слоев и распределению активности изотопов ^{137}Cs, ^{210}Pb.

Для получения более длинных кернов (до 3 м), перекрывающих временные интервалы в несколько тысяч лет, нами использовался мобильный пробоотборный комплекс и набор гравитационных трубок весом от 80 до 200 кг.

После вскрытия колонок в лабораторных условиях проводилось их литологическое описание, измерялась магнитная восприимчивость осадков с использованием поверхностного зонда. Половина керна разрезалась на дискретные образцы с шагом 0,5 см для проведения физико-химических исследований: определение влажности, объемной плотности, силикатного и изотопного анализа и т.д. Вторая часть керна сохранялась для непрерывного сканирующего анализа.

Для пробоподготовки образцов разработана методика изготовление твердых препаратов из влажного керна, включающая три этапа: наложение бокса из алюминиевой фольги на поверхность осадка и извлечение его из керна; замораживание в жидком азоте и сушка в лиофильной камере; насыщение полимером – смесью эпоксидной смолы и ацетона (рис. 1).

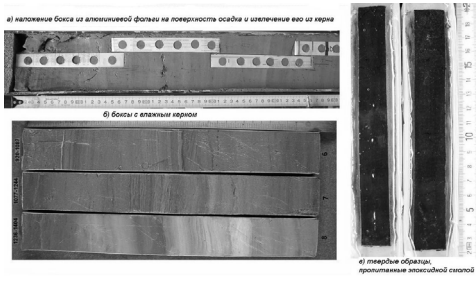


Рис. 1. Процедура изготовления твердых препаратов проводится в три этапа: наложение бокса из алюминиевой фольги на поверхность осадка и извлечение его из керна; замораживание в жидком азоте и сушка в лиофильной камере; насыщение полимером – смесью эпоксидной смолы и ацетона

Полученные препараты пригодны для длительного хранения, изготовления шлифов для изучения в оптическом микроскопе, для

рентгеновских и других современных методов микроанализа. Для сканирования из твердого препарата готовились слэбы размерами 180x5x2 мм с плоскопараллельными полированными поверхностями.

В наших исследованиях использовался рентгеновский сканирующий микроанализатор на пучках синхротронного излучения, установленный на канале №3 вывода излучения из накопителя ВЭПП-3 (Сибирский центр синхротронного излучения, ИЯФ СО РАН, Новосибирск) (рис. 2).

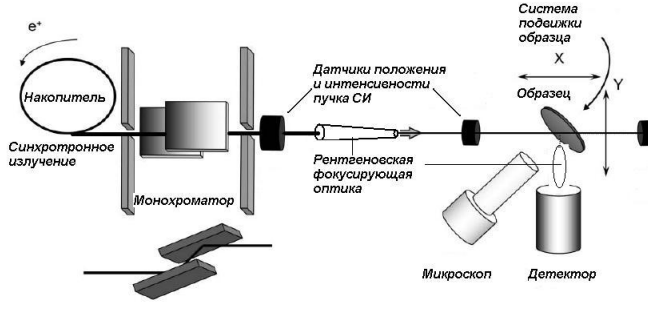


Рис. 2. Схема станции сканирующего микроанализа

Действующая установка позволяет проводить сканирование образца керна длиной до 400 мм с шагом от 50 мкм с одновременным определением элементов от K до Ba по K-сериям, U и Th по L-сериям с пределами обнаружения от 0,1 до 2-3 г/т. Сканирование образцов донных осадков проводилось по разработанным методикам, с использованием монохроматизированного излучения с энергиями 20, 30 и 40 кэВ. Образец перемещается в вертикальном направлении с выбранным шагом сканирования 0.05-0.5 мм. Таким образом, получается непрерывная запись сигналов вдоль всего исследованного интервала колонки с заданной частотой опробования.

Совокупность измеренных вдоль колонки физико-химических свойств осадка представляет собой параметрически заданную сложную аддитивную функцию, апроксимирующую сумму сигналов всех монослоев, потенциально выделяемых в данном образце при данных условиях измерения (энергия, шаг сканирования). При этом каждый слой может представлять собой рефлекс сезонных (внутригодовых), годовых или многолетних процессов осадкообразования. Для выделения полезной информации и поиска климатических прокси-сигналов применялась специальная математическая процедура обработки, включающая численное дифференцирование полученной функции (рис. 3).

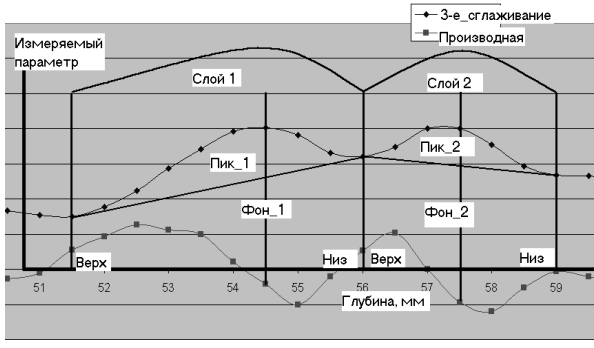


Рис. 3. Выделение слоев в образце осадка по изменению знака первой производной функции измеренного параметра (физ.хим.свойства)

Используемая процедура позволяет провести выделение годовых слоев в исследуемых образцах используя геохимические сигналы. Так в образцах осадка оз. Шира подсчет годовых слоев проводился с использованием геохимических критериев – Ca/Sr отношению (рис. 4).

Важной задачей исследования является доказательство именно варвной структуры осадка, т.е. содержащей годовые слои в отличие от обычных тонко ламинированных осадков. Гипотеза «варвов» может быть проверена с использованием независимых методов контроля возраста, таких как коротко живущие изотопы Cs^{137} и Pb^{210}. Искусственный изотоп Cs^{137} маркирует в донных осадках начало атомных испытаний в атмосфере – конец сороковых годов прошлого века, а максимум активности приходится на период 1961-63 гг. (т.н. глобальные выпадения, связанные с проводимыми в это время испытаниями ядерного оружия). Изотоп Pb^{210} является продуктом распада радиоактивного газа радон и в донные отложения попадает из воздуха с примерно постоянной скоростью. Измерение активности этого изотопа по глубине керна позволяет оценить скорость осадконакопления на интервале от современности до 200 лет назад.

Таким образом, использованная методика микростратиграфических аналитических исследований позволила получить следующие результаты:

1. Изучены литолого-геохимические вариации состава в годовых слоях донных осадков ряда озер Центрально-Азиатского региона, обусловленные различной поставкой вещества терригенного, органогенного, аэрозольного и аутигенного происхождения.

2. Показана внутри- и межгодовая изменчивость микроэлементного состава, обусловленная вариациями природной среды – в первую очередь погодно-климатическими факторами.

3. Установлена количественная связь между физико-химическим составом (свойствами) осадка и региональными инструментальными метеонаблюдениями на временном интервале последних 60-100 лет.

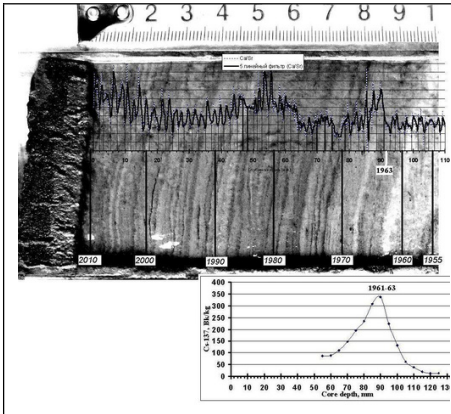


Рис. 4. Пример построения абсолютной временной шкалы в современных осадках оз. Шира, подсчетом годовых слоев, выделяемых визуально и по геохимическим критериям (Ca/Sr отношение). Внизу рисунка приведено распределение активности изотопа ^{137}Cs, маркирующего период глобальных выпадений 1961-63 гг. Подсчет годовых слоев дает положение 1963 г на глубине 92 мм от верха керна, что совпадает с данными изотопных измерений – максимум активности находится на глубине 90-95 мм.

4. Показана возможность построения абсолютной временной шкалы подсчетом годовым слоев с использованием геохимических маркеров.

5. Обоснована возможность построения количественных реконструкций палеоклимата региона на временных интервалах последних тысячелетий на абсолютной временной шкале с годовым временным разрешением.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-13505-офи_ц, Программы ПФИП РАН 16.17. "Реконструкция последовательности событий аридизации климата Центральной Азии и Сибири в позднем кайнозое на основе комплексного исследования озерных и торфяных отложений», Программы РАН ОНЗ-13. «Эволюция криосферы в условиях меняющегося климата» и грантов Президиума СО РАН Интеграционные проекты № 92 и № 95.

Using X-ray scanning microanalysis were studied the interannual and inter-seasonal variation of trace-element composition of the annual layers in the bottom sediments of Central Asia lakes. The relationship between sediments composition and the weather and climatic conditions has been proved. The possibility of paleoclimatic reconstructions with annual temporal resolution was shown.

Денисов В.И.[1], Ткаченко Ю.Ю.[2], Кузнецов А.Н.[1], Заграничный К.А.[1], Лукьянченко А.Д.[1], Левченко С.В.[1]
([1]Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, DenisovGeo@yandex.ru, [2]ГУ Краснодарский краевой центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, yuyut@kcgms.ru)

Количественная оценка потоков абразионного материала в мелководной части восточного шельфа Черного моря методом взвесенакопителей (район пос. Широкая Балка)

Denisov V.I.[1], Tkachenko Yu.Yu.[2], Kuznetzov A.N.[1], Zagranichny K.A.[1], Lukyanchenko A.D.[1], Levchenko S.V.[1]
([1]Southern Federal University, Rostov-on-Don; [2]Krasnodar Regional Center of Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Krasnodar)

Quantitative assessment of abrasion material fluxes in the shallow part of the Black Sea eastern shelf using the method of sediment traps (area of Shirokaya Balka settlement)

Методом взвесенакопителей, или седиментационных ловушек (СЛ) в 2010 году нами были выполнены работы по изучению пространственного распределения седиментационного поля взвеси абразионного генезиса на аквополигоне в районе пос. Широкая Балка под Новороссийском в диапазоне глубин 12–35 метров. Кроме этого, отбирались пробы воды на фильтрацию для измерения концентрации взвеси. Вакуумная ультрафильтрация проводись через ядерные фильтры с размером пор 0,45 мкм.

Оборудование было установлено в море в период 31.08–05.09.2010 г. на разрезе по нормали к берегу на удалении до 1,5 км в указанном диапазоне глубин в режиме придонных ловушек и вертикальной серии, состоящей из 4-х накопителей на разных глубинах (рис. 1). С 1 по 3 сентября на данном участке побережья отмечалась зыбь с параметрами: длина волны – 20–25 м, высота волны в море – до 1,0 м, при разрушении волны у берега (на заплеске) высота достигала 2,5 м. Направление фронта волнения было с юга на север, практически по нормали к берегу. Днем к зыби примешивалось ветровое волнение. После трех дней работы волн, поле взмученного и абразионного вещества в поверхностном слое занимает полосу вдоль берега шириной порядка 1–1,2 км, что подтверждают фотографии с гор и непосредственные отборы проб воды.

Абразия аргиллитов, мергелей и песчаников, которыми представлено вещество пород пляжа, явилась главным источником поступления взвесей в морскую воду. Экспонирование взвесенакопителей в этот период позволило получить интегральную схему распространения седиментационного поля в мелководной части шельфа. Массы осевшего в ловушки вещества составили от 0,2 до 27 грамм за почти 5 суток экспонирования ловушек. Взвесь

находится в стадии аналитической обработки.

По рассчитанным потокам осаждающегося материала была построена схема вертикального разреза седиментационного поля абразионного происхождения (рис. 1).

Седиментационное поле имеет следующую конфигурацию. В поверхностном слое взмученная вода распространяется на расстояние до 1200–1300 м. С глубиной, как видно из величин потоков, собранных взвесенакопителями, наблюдается «выклинивание» вещества в глубину. Удаление вещества из воды после прекращения волнения происходит относительно быстро по времени (за 2 суток), при этом язык повышенных концентраций вещества уходит на глубину.

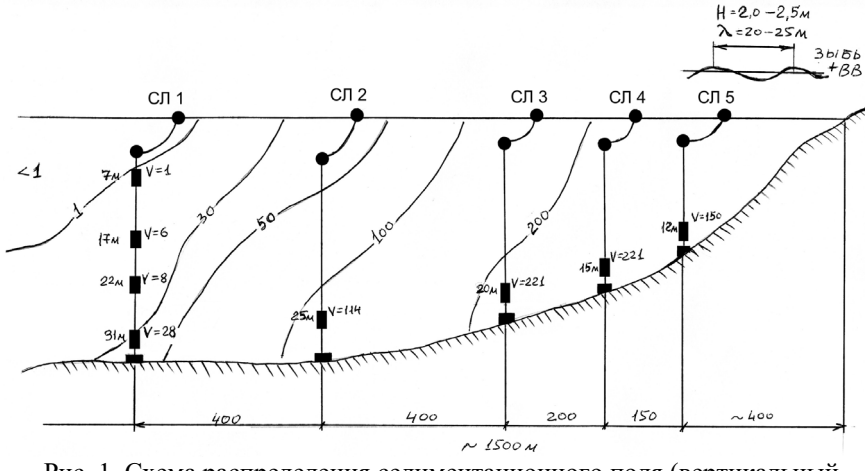


Рис. 1. Схема распределения седиментационного поля (вертикальный разрез) в районе пос. Широкая Балка, сентябрь 2010 г. (V = г/м^2/сут.)

Термоклин (максимальные градиенты) в этот период времени фиксируется на глубинах 35–40 м и, как показывают прямые сборы осаждающейся взвеси ловушками, он вряд ли оказывает какое-либо задерживающее действие на взвешенный материал, поскольку ловушки располагались в верхнем квазиоднородном слое воды. Величина градиента температур в термоклине в это время (сентябрь 2010 г.) в данном районе составляла 4–5°С/м. Размерный состав абразионной взвеси и ее количество таковы, что градиенты температуры не удерживают взвешенный материал на границе раздела верхнего квазиоднородного и холодного промежуточного слоев. Наиболее вероятным механизмом удаления вещества из слоя взмученной прибрежной воды является его уход на дно в составе придонного стокового течения от берега в море.

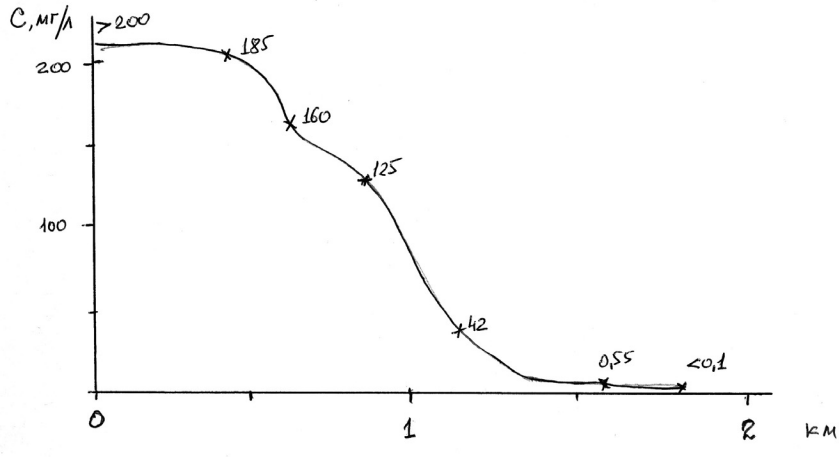


Рис. 2. Содержание взвеси в воде в поверхностном слое на разрезе берег – море после 3-х суток волнения, мг/л, район пос. Широкая Балка, сентябрь 2010 г.

Содержание взвеси в воде поверхностного слоя было измерено после прекращения работы волнения методом фильтрации (рис. 2). Концентрация взвеси убывает по мере удаления от берега по экспоненте. Нами была проведена предварительная оценка удельной абразионной работы волнения в зоне пляжа до глубины 35 метров и среднем удалении в 1500 метров от береговой линии. Расчеты показывают, что при параметрах волнения, подобных наблюдаемым нами в сентябре 2010 года, на 1 погонный км берега и удалении в море на 1,5 км абразия пляжной зоны составляет 200–250 тонн в сутки. Это прямое измерение истирания материала пляжей, полученное методом седиментационных ловушек.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки России (Госконтракты 14.740.11.1045, 02.740.11.0334, П1102, гранты Президента РФ НШ-8030.2010.5, МК-4216.2010.5).

In the Black Sea coastal zone in the area of Shirokaya Balka settlement near the city of Novorossiysk in a five-day experiment the fluxes of precipitating suspended matter were determined for the depth range from 12 to 35 m using the method of sediment traps. A scheme of sedimentation field of abrasion origin is made up. Preliminary quantitative assessment of the waves' abrasion activity shows that the abrasion of the beach material is about 200–250 t per running kilometer a day.

Денисов В.И.[1], Ткаченко Ю.Ю.[2], Кузнецов А.Н.[1], Заграничный К.А.[1], Лукьянченко А.Д.[1], Левченко С.В.[1], Черноусов С.Я.[1]

([1]Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, DenisovGeo@yandex.ru, [2]ГУ Краснодарский краевой центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, yuyut@kcgms.ru)

Потоки взвеси на черноморском шельфе в районе Анапа – Архипо-Осиповка по данным седиментационных ловушек (результаты натурных экспедиционных работ)

Denisov V.I.[1], Tkachenko Yu.Yu.[2], Kuznetzov A.N.[1], Zagranichny K.A.[1], Lukyanchenko A.D.[1], Levchenko S.V.[1], Chernousov S.Y.[1]

([1]Southern Federal University, Rostov-on-Don; [2]Krasnodar Regional Center of Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Krasnodar)

Suspended matter fluxes on the Black Sea shelf in the area from Anapa to Arkhipo-Osipovka according to the sediment traps data (results of field studies)

В исследуемом районе методом седиментационных ловушек (СЛ) на протяжении ряда лет проводилось изучение количественных характеристик потоков морской взвеси. СЛ изготавливались из химически инертных материалов, крепеж был выполнен из высоколегированной нержавеющей стали и титана [1, 2]. Взвесенакопители устанавливались как в придонном слое, так и вертикальными сериями, состоящими из 3-х и 4-х СЛ в диапазоне глубин до 50 метров. Одновременно с экспонированием оборудования осуществлялся комплекс гидрологических, гидрохимических, геолого-геохимических и гидробиологических работ.

На рис. 1 и 2 показаны станции установки СЛ. В работе приводятся сведения о количественных характеристиках потоков взвеси, которые идентифицируются как вертикальные. В диапазоне глубин до 30 метров потоки взвесей являются, строго говоря, интегральными, однако в случаях штилевой погоды и отсутствия ветрового волнения или зыби, взвесь осаждается на дно, переходя в осадки.

Основными факторами, определяющими количественные характеристики потоков взвешенного вещества на мелководье данного участка шельфа, являются: абразия пляжей, продукционно-деструкционные процессы, поступление аэрозольного вещества, волновое взмучивание донных осадков. Жидкий и твердый речной сток на участке побережья Анапа – Архипо-Осиповка носит подчиненный характер. Доля объема твердого стока рек здесь невелика – 366 тыс. т/год, что составляет около 1,1% твердого стока рек Кавказского побережья [3]. Из полученных данных

28 СЛ района исследований следует, что потоки осаждающегося материала изменяются в пределах 1,3–350 г/м^2/сут. при среднем значении 50,3 г/м^2/сут. (табл. 1, 2).

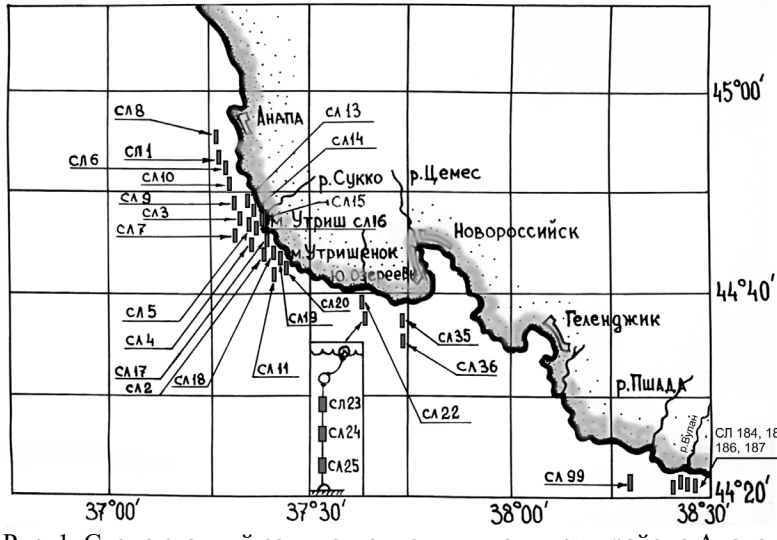


Рис. 1. Схема станций седиментационных ловушек в районе Анапа – Архипо-Осиповка (1986–2004 гг.).

Графическая зависимость средних потоков взвеси от глубины (рис. 3) представляет собой линейную практически функциональную зависимость с коэффициентом корреляции r=0,99.

Таблица 1. Потоки вещества и темпы осадконакопления в районе исследований за период 1987–2010 гг. (наши натурные данные, средние значения)

№ п/п	Горизонт установки СЛ, м	Время экспозиции, сут.	Вертикальный поток вещества V, г/м^2/сут.	Интенсивность поступления осадочного материала, мм/год	Интенсивность поступления осад очного материала , мм/1000лет
1	5,00	19,37	87,46	17,08	17082,61
2	16,78	15,67	53,85	10,52	10517,70
3	25,75	5,10	24,65	4,81	4813,97
4	35,67	3,84	8,87	1,73	1732,66
Среднее			**50,29**	**9,82**	**9822,50**



Рис. 2. Схема станций седиментационных ловушек в районе Ю. Озереевка – Мысхако (2005–2010 гг.).

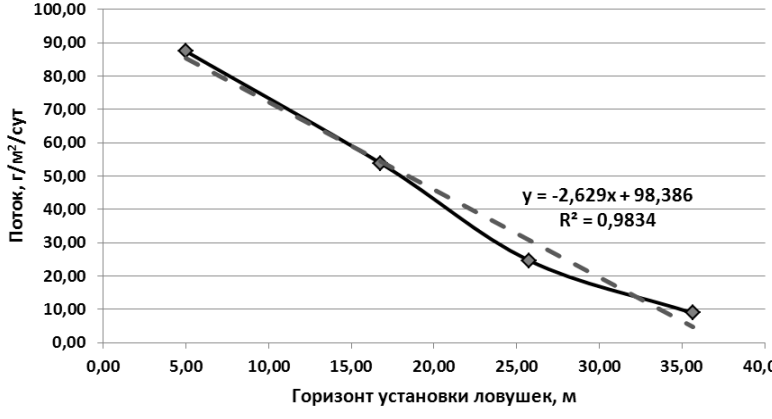


Рис. 3. Зависимость потока вещества (г/м^2/сут) в береговой области шельфа от глубины в районе п. Широкая Балка по данным 28 седиментационных ловушек. Осредненные данные.

Интенсивность поступления осадочного материала (скорость осадконакопления) находится в диапазоне от 0,30 до 43,12 мм/год при средней величине 9,82 мм/год. Самые низкие скорости осадконакопления, как и следует, наблюдаются на наибольших глубинах. Не является очевидным строгое уменьшение потоков с глубиной. Это связано, прежде

всего, с конкретными гидрометеорологическими условиями периода экспонирования ловушек.

Таблица 2. Потоки вещества (морская и речная взвесь) района Анапа – Архипо-Осиповка, метод седиментационных ловушек, 1987–2010 гг. (наши натурные данные)

№ СЛ	Район установки, (море, устье реки)	Глубина, м	Горизонт, м	Дата и время установки СЛ	Вертикальный поток вещества V, (г/м^2/сут)	Интенсивность поступления осадочного материала, мм/год
1	2	3	4	5	6	7
22	Ю.Озереевка (море)	20	7	26.07-22.10.1987	14,14	2,76
23	Ю.Озереевка (море)	20	10	01.09-22.10.1987	2,59	0,50
24	Ю.Озереевка (море)	20	14	01.09-22.10.1987	1,99	0,39
25	Ю.Озереевка (море)	20	19	01.09-22.10.1987	1,63	0,32
35	Мысхако (море)	15	14	22.06-05.07.1988	1,72	0,34
36	Мысхако (море)	30	28	22.06-05.07.1988	2,39	0,47
83	Устье реки Шапсухо	2	1,5	14-15.08.1989	348,04	67,98
84	Устье реки Вулан	1,5	1	15-16.08.1989	94,88	18,53
100	Архипо-Осиповка (море)	21	20	24-27.05.1990	2,89	0,56
184	Архипо-Осиповка (море)	16	15	7-10.08.2006	21,68	4,24
185	Архипо-Осиповка (море)	20	19	7-10.08.2006	7,41	1,45
186	Архипо-Осиповка (море)	25	24	7-10.08.2006	1,54	0,30
187	Устье реки Вулан	2,5	1,5	8-10.08.2006	60,54	11,82
203	Устье реки Шапсухо	2	1,5	14-15.08.1990	27,45	5,36
214	Широкая Балка (ШБ)* (море)	25	24	01-05.09.2008	15,79	3,08
215	(ШБ) (море)	35	34	01-05.09.2008	10,51	2,05
216	(ШБ) (море)	40	39	01-05.09.2008	7,04	1,37
219	(ШБ) (море)	25	24	01-04.09.2009	17,07	3,33

Окончание таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7
220	(ШБ) (море)	30	29	01-04.09.2009	10,27	2,01
221	(ШБ) (море)	35	34	01-04.09.2009	9,07	1,77
226	(ШБ) (море)	11,5	10,5	31.08-05.09.2010	150,73	29,44
227	(ШБ) (море)	15	14	31.08-05.09.2010	220,77	43,12
228	(ШБ) (море)	20	19	31.08-05.09.2010	220,68	43,10
229	(ШБ) (море)	25	24	31.08-05.09.2010	114,48	22,36
230	(ШБ) (море)	32	7	31.08-05.09.2010	1,30	0,25
231	(ШБ) (море)	32	17	31.08-05.09.2010	5,86	1,14
232	(ШБ) (море)	32	22	31.08-05.09.2010	8,14	1,59
233	(ШБ) (море)	32	31	31.08-05.09.2010	27,50	5,37
Осредненные величины		21,6	18,0	Среднее	50,29	9,82

(ШБ)* - Широкая Балка

В области шельфа происходит подготовка осадочного материала и поступление его на дно, неоднократное взмучивание и переотложение до тех пор, пока осаждающаяся взвесь не свяжется с донными осадками на глубинах более 30–35 метров.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки России (Госконтракты 14.740.11.1045, 02.740.11.0334, П1102, гранты Президента РФ НШ-8030.2010.5, МК-4216.2010.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Денисов В.И. Закономерности образования взвешенного материала на шельфе Черного моря // Дисс. … к.г.н. Ростов-на-Дону: РГУ, 1998. 296 с.
2. Хрусталев Ю.П., Денисов В.И. Некоторые особенности распределения и интенсивность осаждения взвешенного материала в Керченском предпроливье Черного моря // Океанология. 2001. Т. 41. № 6. С. 945–954.
3. Хмаладзе Г.Н. Выносы наносов реками Черноморского побережья Кавказа. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 210 с.

The fluxes of vertically precipitating suspended matter are studied in-situ on the Black Sea shelf in the area from Anapa to Arkhipo-Osipovka using the method of sediment traps (28 units). The sedimentation rates are assessed.

Житина Л.С., Ильяш Л.В.
(Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, lgitina@mail.ru)

Состав и обилие фитопланктона Байдарацкой губы Карского моря

Zhitina L.S., Ilyash L.V.
(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Composition and abundance of phytoplankton in Baydaratskay Inlet of the Kara Sea

В последнее десятилетие экосистема Байдарацкой губы Карского моря подвергается интенсивному антропогенному воздействию, что обусловлено строительством и эксплуатацией нефтепровода на акватории губы. Это определяет актуальность исследований фитопланктона этого региона.

Материалом послужили пробы фитопланктона из поверхностного и придонного слоёв (глубина 7–23 м), отобранных на акватории губы в августе (18.08.2005), в июле (17-22.2007) и в октябре (28.09. - 4.10.2007) (рис. 1). Пробы объемом 1 л консервировали нейтральным формалином и концентрировали отстойным методом. Численность водорослей определяли методом прямого счета в камере Ножотта. Объемы клеток определяли методом подобия геометрических фигур, клеточное содержание органического углерода рассчитывали по аллометрическим уравнениям [1].

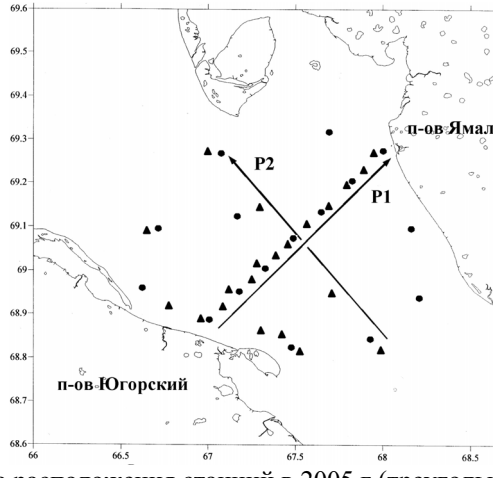


Рис. 1. Схема расположения станций в 2005 г (треугольники) и 2007 г. (кружки). P1 и P2 – обозначения разрезов.

Всего было обнаружено 220 таксонов микроводорослей. По числу видов и разновидностей преобладают диатомовые водоросли (59% от видового

богатства). Вклад динофлагеллят в видовое богатство составлял 21%. Доля Cyanobacteria и Chlorophyta, относящихся преимущественно к пресноводным формам, составляет 13%. Отмечены также Euglenophyta, Chrysophyceae, Prasinophyceae, Dictyochophyceae, Cryptophyceae, Ebriidea и неидентифицированные жгутиковые водоросли. Вклады разных групп водорослей в ***n*** сопоставимы с таковыми, полученными для Карского моря ранее [2, 3]. Наибольшее видовое богатство (***n***) планктонной флоры отмечено в июле (139 таксонов). В августе ***n*** снижается (105 таксонов), а в октябре ***n*** был наименьшим за весь период наблюдений (82 таксона). Только летом в планктоне присутствовали пресноводные формы зеленых водорослей и цианобактерий, что, по-видимому, обусловлено максимумом речного стока именно в этот период.

Биомасса фитопланктона (***B***) в поверхностном слое исследованной акватории в августе 2005 г. изменялась от 0,9 до 2,3 мг С/м^3 (среднее 2,3±1,0 мг С/м^3). Наибольшая ***B*** отмечалась в центре разреза 1 (рис. 2). Доминирующие виды изменялись от станции к станции (табл. 1). В их состав входили как диатомовые водоросли, так и динофлагелляты.

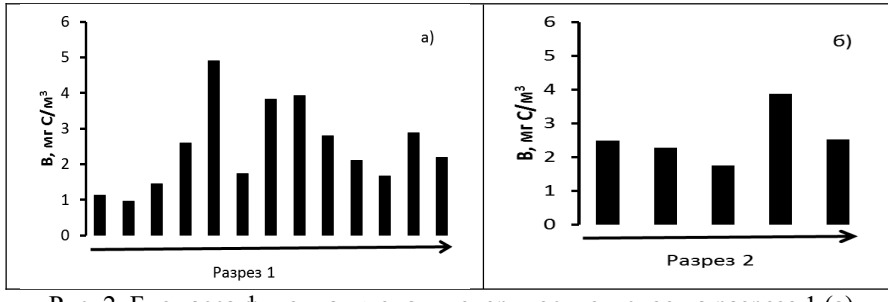


Рис. 2. Биомасса фитопланктона в поверхностном слое на разрезе 1 (а) разрезе 2 (б) в августе 2005 г.

В июле 2007 г. в поверхностном слое ***B*** варьировала в пределах 2 – 10 мг С/м^3 (среднее 6±5 мг С/м^3). В придонном слое пределы варьирования ***B*** составили 1 – 13 мг С/м^3 (среднее 4 ± 3 мг С/м^3). Отмечены тенденции увеличения ***B*** от югорского берега к ямальскому, и снижения ***B*** по направлению к устью губы (рис. 3). В состав доминирующих видов на разных станциях входили золотистые, диатомовые водоросли и динофлагелляты (табл. 2).

В конце сентября – начале октября 2007 г. в поверхностном слое ***B*** варьировала в пределах 6 – 553 мг С/м^3 (среднее 131 ± 284 мг С/м^3). В придонном слое пределы варьирования ***B*** составили 4 – 3000 мг С/м^3 (среднее 278 ± 749 мг С/м^3). Самые высокие ***B*** в поверхностном слое отмечены у югорского берега, в придонном слое – ближе к центру разреза 1. По направлению к устью губы ***B*** увеличивалась как в поверхностном, так и

придонном слоях. При более выраженной по сравнению с летним периодом вариабельности ***B,*** на всей акватории основной вклад в ***B*** давала диатомовая водоросль *Paralia sulcata.* Только на последних станциях разреза 2, находящихся наиболее близко к устью губы, доминировала динофлагеллята *Ceratium longipes*.

Таблица 1. Водоросли, дающие наибольший вклад в суммарную биомассу фитопланктона в поверхностном слое в августе 2005 г.

P1 ↓		P2↓	
Δ	*Thalassionema nitzschioides*	Δ	*Thalassionema nitzschioides*
Δ	*Scrippsiella trochoidea*	Δ	*Scrippsiella trochoidea*
Δ	*Ceratium longipes*	Δ	*Gonyaulax grindleyi*
Δ	*Scrippsiella trochoidea*	Δ	
Δ	*Alexandrium ostenfeldii*	Δ	
Δ	*Gonyaulax grindleyi*		
Δ			
Δ	*Protoperidinium brevipes*		
Δ	*Gonyaulax grindleyi*		
Δ	*Protoperidinium brevipes*		
Δ			
Δ	*Protoperidinium subinerme*		
Δ	*Protoperidinium pallidum*		

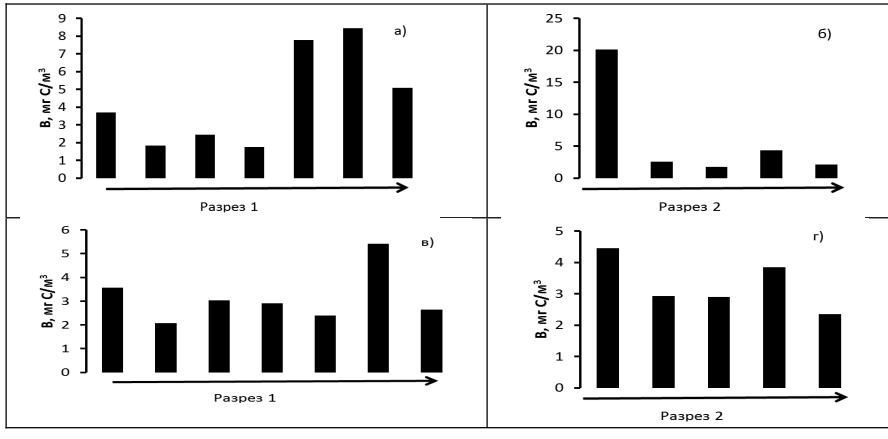


Рис. 3. Биомасса фитопланктона в июле 2007 г. в поверхностном слое (а, б) и придонном слое (в, г).

Таблица 2. Водоросли, дающие наибольший вклад в суммарную биомассу фитопланктона в июле 2007 г.

P1 ↓	Поверхностный слой	Придонный слой
•	*Calycomonas* sp.	*Cylindrotheca closterium*
•		
•		
•	*Gonyaulax grindleyi*	
•	*Gymnodinium* sp.	*Gymnodinium* sp.
•		*Dinobryon balticum*
•	*Dinobryon balticum*	*Paralia sulcata*
P2 ↓		
•	*Gyrodinium* sp.	*Gyrodinium sp.*
•	*Calycomonas* sp.	*Pleurosigma stuxbergii*
•	*Gonyaulax grindleyi*	*Cylindrotheca closterium*
•	*Dinobryon balticum*	
•	*Calycomonas* sp.	

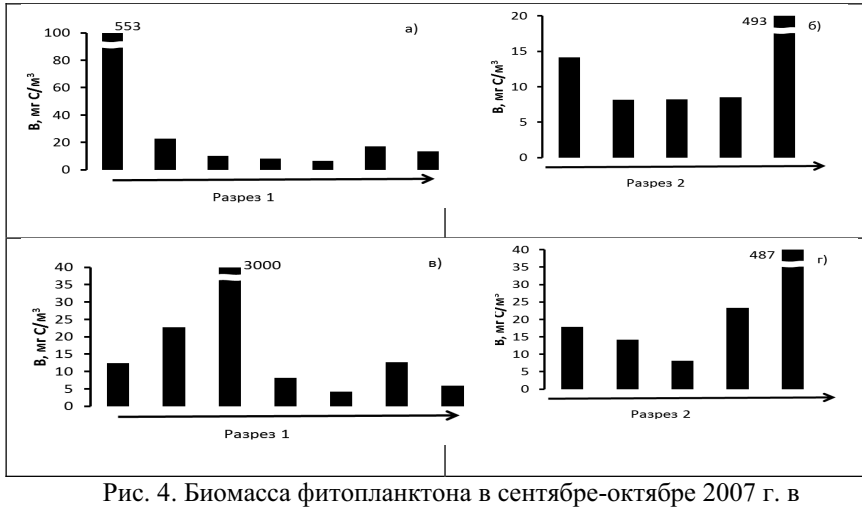


Рис. 4. Биомасса фитопланктона в сентябре-октябре 2007 г. в поверхностном слое (а, б) и придонном слое (в, г).

Ранее опубликованные данные по биомассе фитопланктона Байдарацкой губы и Карского моря представлены в единицах сырого веса (мг/м^3). Для сравнения мы рассчитали биомассу в таких же единицах. Средняя для исследованной акватории биомасса изменялась от 50 мг/м^3 (июль) до 159 мг/м^3 (сентябрь – октябрь). Это выше ранее полученных оценок для Байдарацкой губы (10-16 мг/м^3) [4], но ниже сценок для юго-западной части (292-1000 мг/м^3) Карского моря [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Menden-Deuer S., Lessard D.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms and other protist plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. P. 569-579.
2. Макаревич, П.Р., Кольцова Т.И. История изучения и современное состояние фитопланктона // Экология и биоресурсы Карского моря. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. С. 38-45.
3. Усачев П.И. Фитопланктон Карского моря // Планктон Тихого океана. М., Изд-во АН СССР. 1968. С. 6-27.
4. Кузнецов Л.Л., Макаревич П.Р., Структурно-функциональные показатели микрофитоценозов // Гидробиологические исследования Байдарацкой губы Карского моря в 1991-1992 гг. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. С. 18-25.
5. Дружков Н.В., Макаревич П.Р. Пространственно-временная структура микрофитопланктонного сообщества Арктических морей (на примере юго-западной части Карского моря) // Теоретические подходы к изучению экосистем морей Арктики и Субарктики. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 30-36.

The species composition and abundance of phytoplankton were determined in the Baydaratskaya Inlet (Kara Sea) in July 2005, August and September – October 2007. The algae abundance came to 0,9–2,3 mg C/m^3 in July, 2–10 mg C/m^3 in August, 6–553 mg C/m^3 in September – October. Algae species belonging to diatoms, dinoflagellates and chrysophycean dominated on biomass at the different parts of inlet.

Клювиткин А.А., Островский А.Г., Новигатский А.Н.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, klyuvitkin@ocean.ru)

Вертикальные потоки осадочного вещества в северо-восточной части Черного моря в июне 2011 г.

Klyuvitkin A.A., Ostrovskii A.G., Novigatsky A.N.
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Vertical fluxes of the sediment matter in the north-eastern Black Sea in June 2011

Сложные процессы осадконакопления в Черном море определяются различными потенциальными источниками осадочного материала (первичная продукция, твердый сток рек, аэрозольная поставка, абразия берегов, донная эрозия) и различными механизмами его переноса и осаждения. Изучение количественного распределения и состава осаждающегося в водной толще вещества является одним из ключевых направлений в исследовании процессов современного осадконакопления.

Исследования вертикальных потоков вещества с применением седиментационных ловушек на Черном море проводились неоднократно, однако все они были направлены на изучение долгопериодной изменчивости на значительных временных интервалах от 1 месяца до года [1–3].

Основная цель представленной работы – выявление закономерностей короткопериодной синоптической изменчивости вертикальных потоков вещества и вещественного состава осаждающегося материала, получение количественной информации о процессах, оказывающих влияние на звукорассеивающие слои в водной толще над континентальным склоном за кромкой шельфа в северо-восточной части Черного моря.

Материал для исследования был получен в ходе этапа комплексной экспедиции «Черное море – 2011» в районе мористее Геленджикской бухты с помощью 12-стаканной седиментационной ловушки «Лотос-3» производства ОКБ ОТ РАН. Седиментационная ловушка была выставлена в составе притопленной буйковой станции на горизонте 170 м с 10 по 23 июня 2011 г. (рис. 1). Глубина моря в точке постановке составила 250 м. Смена пробосборников производилась 1 раз в сутки в 00:00. Всего было получено 12 проб осаждающегося материала.

Осадочный материал, собранный с помощью седиментационной ловушки, фильтровался под вакуумом через три параллельных предварительно взвешенных ядерных фильтра диаметром 47 мм и размером пор 0,45 мкм, а также через прокаленные стекловолокнистые фильтры Whatman GF/F с целью дальнейшего определения содержания общего, органического и карбонатного углерода.

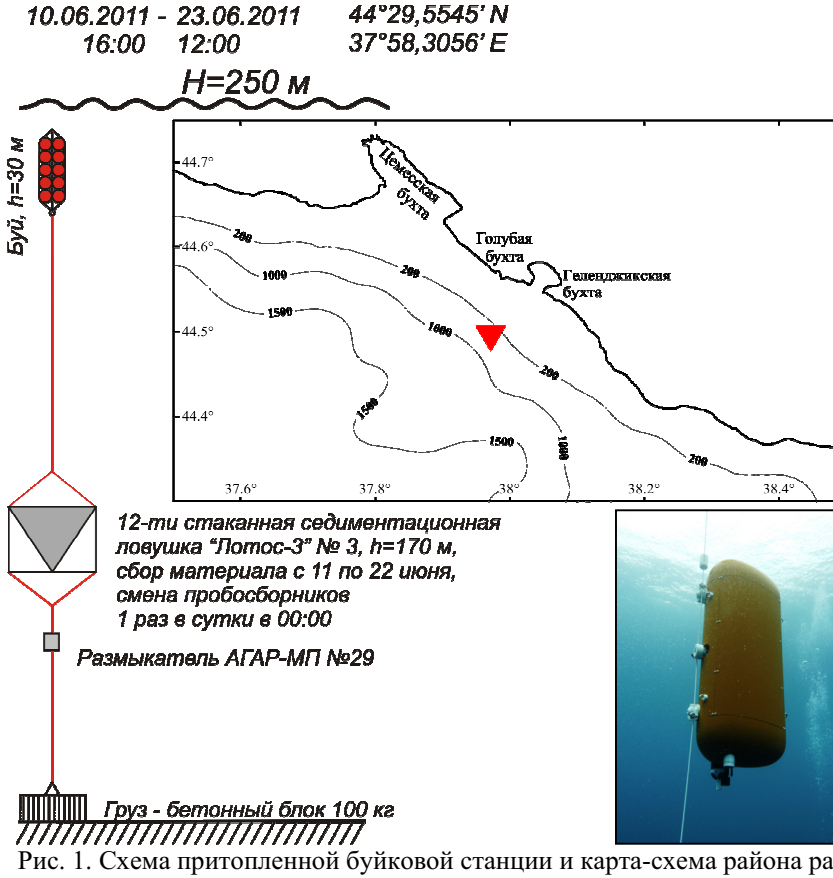


Рис. 1. Схема притопленной буйковой станции и карта-схема района работ (станция отмечена треугольником). На фото – профилограф «Аквалог»

В лаборатории ИО РАН после повторного взвешивания ядерных фильтров определялось суммарное количество материала в каждой пробе и рассчитывался вертикальный поток осадочного вещества.

Содержание Si, Al и P определялось методами мокрой химии с колориметрическим окончанием на фотоколориметре КФК-3. Определение взвешенного органического т карбонатного углерода проводилось методом кулонометрического титрования на анализаторе углерода АН-7529.

Содержание литогенного вещества рассчитывалось как Al·10, органического вещества – как $C_{орг}$·2, карбоната кальция как $C_{карб}$·8,333, аморфного кремнезема – как $SiO_{2ам.}$=(Si–Al·2.4)·2.14 [4].

Параллельно проводились измерения зондом-профилографом «Аквалог», который представляет собой носитель, укомплектованный измерителем электропроводности, температуры, давления FSI CTD Excel,

доплеровским измерителем скорости течения и обратного рассеяния звука взвесью Nortek Aquadopp и системой оперативной связи и управления [5]. Носитель автоматически со скоростью 0,2 м/с передвигался по вертикально натянутому тросу на притопленной буйковой станции примерно в 500 м от буйковой станции с седиментационной ловушкой. Автономный источник электропитания зонда «Аквалог» обеспечивал ежечасные вертикальные зондирования столба воды от приповерхностного слоя (15–20 м) до горизонта 185 м с при скоростях течений до 0,3 м/с. Акустические излучатели прибора Aquadopp имели рабочую 2 МГц. Прибор регистрировал доплеровский сдвиг акустических сигналов и амплитуду рассеяния звука в объеме воды, располагавшемся на расстоянии 0,3–1,8 м от излучателей. Причем, благодаря высокой рабочей частоте рассеяние звука происходило на взвешенных частицах размером порядка 0,1 мм и более, а также скоплений более мелких частиц.

В период эксперимента вертикальный поток осадочного вещества характеризовался значительной временной изменчивостью (рис. 2а), отличаясь по величине в несколько десятков раз. В первый день наблюдений (11 июня) поток составил 86 мг/м^2/сут. В период с 12 по 16 июня величина потоков мало менялась, колеблясь в интервале от 22 до 42 мг/м^2/сут. Значения вертикальных потоков осадочного вещества резко выросли 17–20 июня, достигнув своего максимума (286 мг/м^2/сут) 19 июня. Затем наступил спад – минимальные потоки были зафиксированы 21 и 22 июня и составили 7,2 и 14 мг/м^2/сут, соответственно. Средняя величина потока равнялась 67 мг/м^2/сут, что является характерным для данного региона и сезона (июнь, цветение фитопланктона) [1, 6].

В составе осаждающегося материала преобладало биогенное вещество, причем наибольшие его концентрации приурочены к максимальным значениям суммарного потока вещества – до 85% (рис. 2б). Биогенный материал был представлен в основном взвешенным карбонатом кальция (до 75%). Содержание органического вещества и аморфного кремнезема было гораздо ниже (в среднем по 10%), что говорит о преобладающей роли карбонатконцентрирующего фитопланктона в формировании вертикального потока осадочного вещества. Подобная ситуация закономерна для данного сезона, т.к. именно на июнь приходится пик цветения кокколитофорид в Черном море [7].

Полученная с помощью зонда-профилографа «Аквалог» временная развертка вертикального распределения обратного рассеяния звука взвесью также показала наличия максимального содержания вещества 19 и 20 июня (рис. 2в). Полученные данные хорошо иллюстрирует вертикальную суточную миграцию мезозоопланктона, которая, однако, уже практически не оказывает влияния на распределение «рассеивателей» звука глубже условной границы сероводородной зоны σ = 15,9, где и стояла седиментационная ловушка. Исключением, по-видимому, являются

ситуации, когда значительное количество детрита накапливается и проваливается сквозь слой диапаузы мезозоопланктона.

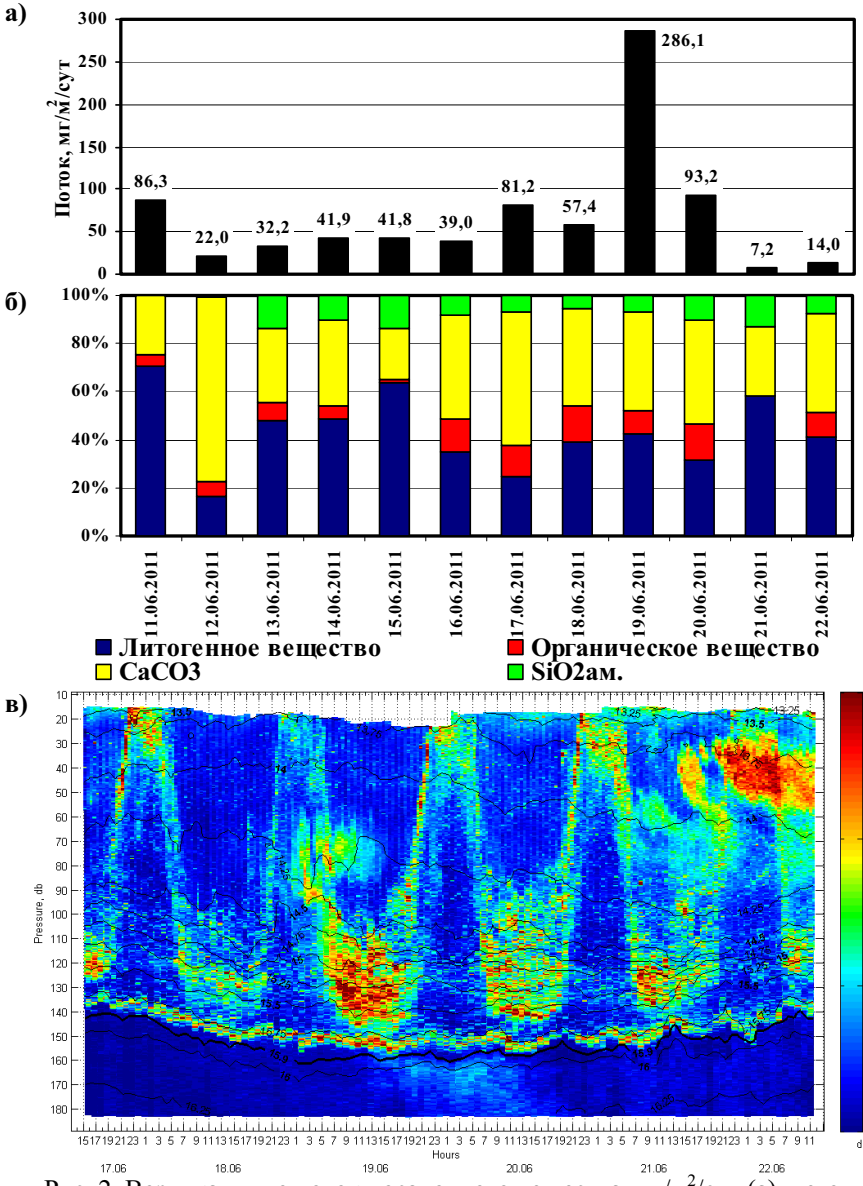


Рис. 2. Вертикальные потоки осадочного вещества, мг/м^2/сут (а) и его состав, % (б), распределение амплитуды рассеянного звука (в)

Итак, представленные результаты были получены благодаря

усовершенствованию техники и методики проведения морских экспериментов по исследованию физико-геологических и гидрофизических процессов, определяющих вертикальную тонкую структуру морских экосистем. Впервые получены данные по короткопериодной изменчивости вертикального потока осадочного вещества и его состава со столь высоким разрешением. Была впервые осуществлена методика мультипараметрических тонкоструктурных измерений вертикальных профилей ключевых параметров морской среды в фиксированной географической точке.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Наноразмерные частицы в природе и техногенных продуктах: условия нахождения, физические и химические свойства и механизмы образования», гранта поддержки ведущих научных школ НШ-3714.2010.5, госконтракта № 16.515.11.5058.

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. Honjo S., Hay B.J., Manganini S.J. et al. Seasonal cyclicity of lithogenic partical fluxes at a southern Black Sea sediment trap station // SCOPE/UNEP Sonderband Heft 62. Hamburg, 1987. P. 19–39.
3. Tambiev S.B. New data on the constituents and chemical composition of the suspended and freely sinking particulate matter in the Black Sea waters // SCOPE/UNEP Sonderband Heft 62. Hamburg, 1987. P. 41–54.
4. Клювиткин А.А. Формирование взвешенного осадочного вещества в поверхностных водах Атлантического океана // Дисс. на соиск. уч. ст. к.г.-м.н. Москва, Инст. океанологии РАН: 2009. 280 с.
5. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Иванов В.Н. и др. Заякоренная профилирующая океанская обсерватория. // Подводные исследования и робототехника. 2009. № 2 (8). С. 50–59.
6. 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.
7. Микаэлян А.С., Силкин В.А., Паутова Л.А. Развитие кокколитофорид в Черном море: межгодовые и многолетние изменения // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 45–53.

The study of the short-period variability of vertical particle fluxes collected by multi sediment trap “Lotos-3” in the north-eastern part of the Black Sea are presented. Fluxes varied from 7.2 to 286 $mg \cdot m^{-2} \cdot day^{-1}$. Average flux (67 $mg \cdot m^{-2} \cdot day^{-1}$) is typical for this region and the phytoplankton bloom season.

Куртеева Е.И.
(Архангельский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды с региональными функциями, Архангельск, ecopp@yandex.ru)

Формирование химического состава осадков в прибрежной зоне западного сектора Арктических морей

Kurteeva E.I.
(Archangel Center for Hydrometeorology and Environmental Monitoring with Regional Functions, Archangelsk)

The formation of the chemical composition of precipitations in the coastal zone of the western sector of the Arctic seas

В атмосфере под влиянием различных факторов происходит перемешивание всех веществ, их трансформация, перенос на значительные расстояния, а также вымывание осадками [1]. Цель данного исследования состояла в выявлении общих закономерностей и региональных особенностей формирования химического состава атмосферных осадков в прибрежной зоне морей западной части Российской Арктики.

Исследование процесса формирования химического состава осадков в прибрежной зоне проводилось на базе материалов государственного мониторинга загрязнения атмосферных осадков 6 прибрежных гидрометеостанций Северного Управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды за период 1989–2008 гг. (рис.). В качестве фоновых использовались данные станции Сура, расположенной вне зоны прямого антропогенного воздействия и влияния морей.

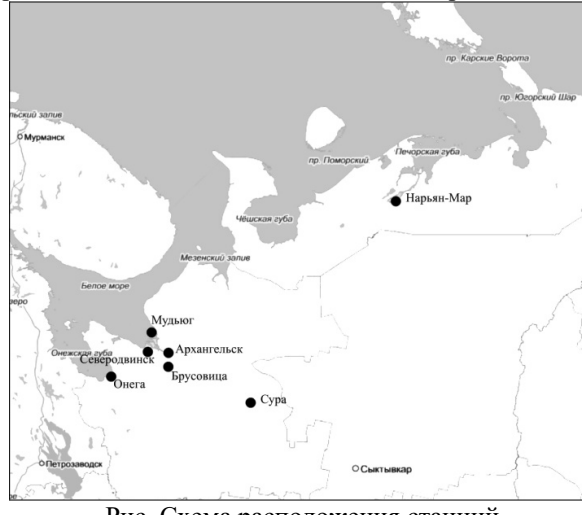


Рис. Схема расположения станций

Для оценки вклада возможных источников в формирование состава

атмосферных осадков проводился анализ обратных траекторий поступления воздушных масс в район станций. Для построения обратных траекторий использовалась модель HYSPLIT, разработанная Лабораторией воздушных ресурсов Американской национальной администрации по исследованию океана и атмосферы (NOAA) [2]. Обратные траектории рассчитывались для каждого дня в месяце с максимальными за весь период наблюдения концентрациями веществ. В качестве исходных параметров для расчета обратных траекторий поступления воздушных масс были приняты следующие значения: время движения воздушных масс – 120 часов; высота воздушные масс в точке расчета – 20 м, 500 м, 1000 м над уровнем моря; время в точке поступления воздушных масс (по местному времени) – 12 часов 00 минут. Для станций Нарьян-Мар, Онега, Сура полученные траектории классифицировались по четырем направлениям: южное, западное, северное восточное. Для станций Мудьюг, Архангельск и Северодвинск отдельно выделялось северо-западное направление, включающее территорию Кольского п-ова.

В ходе анализа обратных траекторий было установлено воздействие морских аэрозолей на содержание ионов натрия и хлоридов в атмосферных осадках. Значительные концентрации хлоридов и ионов натрия отмечаются и в период, когда прилегающие моря покрыты льдом, и связаны с поступлением воздушных масс с незамерзающей части Баренцева моря и севера Атлантического океана. Данная тенденция наблюдается и в районе станции Сура. Кроме того, воздушные массы, приходящие со стороны акватории, способствуют увеличению содержания ионов магния на станциях Сура и Нарьян-Мар, в районе станций Архангельск и Брусовица – приводят к увеличению содержания в атмосферных осадках ионов калия.

Поступление воздушных масс с севера, а также востока в район станции Северодвинск приводит к увеличению концентраций гидрокарбонатов и нитратов.

Воздушные массы, поступающие с территории суши, приводят к увеличению концентраций ионов кальция, гидрокарбонатов и как следствие высокому уровню pH. Повсеместно высокие значения содержания гидрокарбонатов, ионов кальция, водородного показателя отмечаются при поступлении воздушных масс со стороны разрабатываемых месторождений полезных ископаемых и металлургической промышленности Кольского п-ова. Максимальные концентрации данных веществ отмечались также в период преобладания воздушных масс, поступающих с территории республики Коми.

Высокие концентрации нитратов, гидрокарбонатов, ионов кальция, а также максимально низкие и высокие уровни pH на станции Архангельск были отмечены в месяцы с преобладанием западного направления поступления воздушных масс. При этом весомое значение имеет южное направление, особенно на высоте 20 м при высоких концентрациях

нитратов и уровня pH.

Значимую роль в формировании химического состава атмосферных осадков, выпадающих в районе станция Онега, играют воздушные массы, поступающие с территории республики Карелия и стран Северной Европы.

Максимальное содержание сульфатов в атмосферных осадках на станции Нарьян-Мар и Онега определено антропогенным загрязнением добывающей отрасли республики Коми, о чем свидетельствует преобладание в этот месяц воздушных масс, поступающих с территории республики Коми. В июле 2001 г. на станции Онега при максимальных концентрациях сульфатов, ионов калия и натрия преобладали западные воздушные массы. На станции Мудьюг максимальные концентрации сульфатов и кальция отмечаются в один и тот же период, когда приоритет имеет южное направление поступления воздушных масс. Корреляционный анализ химического состава атмосферных осадков выявил значительную связь между указанными веществами на этой станции. Данный факт позволяет говорить о том, что источником поступления сульфатов на данную территорию являются промышленные предприятия, в том числе центральной и южной части Европейской территории России.

Максимальные концентрации нитратов и ионов калия на станции Нарьян-Мар наблюдались преимущественно при южном направлении поступления воздушных масс. Корреляционный анализ химического состава атмосферных осадков показал, что данные вещества имеют значительную корреляцию с ионами морского происхождения [3]. При этом максимальные концентрации веществ в пробах атмосферных осадков значительно выше средних. На основании этого можно предположить, что фоновое содержание калия и нитратов определяется влиянием воздушных масс, поступающих с северного направления, периодически происходит значительное антропогенное загрязнение осадков с южных территорий.

Максимальные концентрации аммоний-иона в районе Нарьян-Мара были зафиксированы в период, когда воздушные массы поступали с территории республики Коми, Вологодской области, в том числе проходили в районе г. Череповец, на территории которого находятся крупные комбинаты по производству минеральных удобрений и других неорганических веществ “Аммофос” и “Азот”. Поступление воздушных масс с территории Вологодской области, в том числе промышленного района г. Череповец, приводит к росту концентраций нитратов и аммоний-иона в районе станции Онега и Брусовица. При этом на станции Онега обнаружена значимая корреляция между данными веществами, а также сульфатами, что подтверждает факт антропогенного источника поступления сульфатов в район станции.

Увеличение содержания в атмосферных осадках нитратов, аммоний-иона, ионов калия, а также рост уровня pH в районе станции Мудьюг, происходит при поступлении воздушных масс с территории Мурманской

области. Кроме того, увеличение концентраций данных веществ происходит и при значительном влиянии южных воздушных масс. Максимальные концентрации гидрокарбонатов и аммоний-ионов на станции Мудьюг были отмечены в период, когда преобладали южное и восточное направления поступления воздушных масс с юга России и Ближнего Зарубежья.

Воздушные массы, поступающие в район станции Северодвинск с запада и юга, способствуют увеличению концентрации нитратов и как следствие росту кислотности осадков.

Максимальные концентрации нитратов на станции Брусовица были вызваны преобладающим поступлением южных воздушных масс с территории Вологодской области.

Высокая кислотность осадков на станции Нарьян-Мар была отмечена в месяцы, когда поступление воздушных масс со всех направлений, за исключением восточного, было практически одинаковым. Кроме того, высокие уровни pH при преобладании восточного направления позволяет сделать вывод, что поступление веществ с восточного направления снижают уровень кислотности за счет привнесения катионов кальция и др. Главной причиной закисления атмосферных осадков практически повсеместно является перенос воздушных масс с запада – с территории республики Карелия и стран Европейского Севера.

Значительное увеличение содержания большинства загрязняющих веществ в районе станции Сура наблюдалось в марте 2004 г. В это период преобладающим направлением поступления воздушных масс на всех высотах было восточное, на высоту 20 м воздушные массы значительный период поступали также с запада. Это свидетельствует о поступлении данных веществ от антропогенных источников с территории республики Коми и Мурманской области. В мае 2004 г. при преобладании восточного направления поступления воздушных масс на высоте 20 м и западного, южного и восточного на высоте 500 и 1000 м также были отмечены значительные концентрации сульфатов, гидрокарбонатов и ионов кальция, высокий уровень pH. При этом следует отметить, что в другие месяцы восточная составляющая в направлении поступления воздушных масс незначительна. Высокая кислотность атмосферных осадков, а также максимальные концентрации калия (4,87 мг/л при среднем значении 0,33 мг/л) отмечаются в месяцы с преобладанием южного направления поступления воздушных масс. В большинстве случаев траектории движения воздушных масс проходили в районе г. Череповец. Это позволяет сделать вывод, что влияние промышленности Вологодской области оказывает влияние на свойства атмосферных осадков, выпадающих в районе рассматриваемой станции. Рост концентраций форм азота в атмосферных осадках на станции Сура связан, в первую очередь, с поступлением воздушных масс с запада и юга.

Таким образом, формирование химического состава атмосферных

осадков в исследуемом районе происходит под влиянием естественных и антропогенных факторов. При этом соотношение между этими факторами в разных районах различно. Значимое влияние на процесс оказывает дальний перенос веществ воздушными массами. В районе станций, не имеющих значительных местных источников загрязнения атмосферы, воздействие дальнего переноса проявляется более четко. На станциях вблизи Архангельской агломерации значительный вклад в загрязнение атмосферных осадков вносят местные промышленные предприятия, в связи с этим влияние дальнего переноса прослеживается не так явно.

Анализ обратных траекторий показал, что увеличение содержания сульфатов в атмосферных осадках происходит за счет переноса их с территории республик Коми, Карелия, Мурманской области, стран Северной Европы, а также вследствие влияния морских аэрозолей.

Влияние морских аэрозолей, в том числе поступающих с отдаленных акваторий, повсеместно определяет высокое содержание в атмосферных осадках ионов натрия, магния и хлоридов, в отдельных районах – калия и аммония. Кроме того, в район станций Северодвинск и Нарьян-Мар со стороны акватории происходит поступление нитратов. Перенос воздушных масс с территории суши, приводит к росту содержания в атмосферных осадках гидрокарбонатов и кальция и как следствие увеличению уровня pH. Источником данных веществ могут служить отвалы открытых разработок при добыче топливных полезных ископаемых на территории Республики Коми и железных руд Кольского п-ова.

Влияние антропогенных выбросов территории Вологодской области проявляется в увеличении концентраций форм азота и как следствие уровня кислотности практически на всех рассматриваемых станциях.

Автор благодарит В.Б. Коробова и В.П. Шевченко за поддержку и ценные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
2. www.arl.noaa.gov // “Air Resources Laboratory”.
3. Куртеева Е.И. Статистические характеристики химического состава снежного покрова прибрежной зоны западного сектора Арктических морей // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2009. С. 71–74.

The formation of the chemical composition of precipitation in the western sector coastal zone of the Arctic seas is investigated. Influence of long-range atmospheric transport of matter is established.

Митяев М.В., Герасимова М.В.
(Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, mmbi@mmbi.info)

Пространственно-временные изменения концентрации взвешенного вещества в заливах Мурманского и Карельского побережий

Mityaev M.V., Gerasimova M.V.
(Murmansk Marine Biological Institute KSC, Russian Academy of Sciences, Murmansk)

Spatial-temporal changes of a suspended matter concentration in the inlets of Murmansk and Karelian coasts

Огромный интерес исследователей морских акваторий, разных направлений (биологов, геологов, экологов) к взвешенному веществу (взвеси) не случаен, так как оно является не только основой будущих донных отложений, но и пищевой базой всех морских биоценозов. Содержание взвеси в водах Баренцева и Белого морей подвержено сильным пространственно-временным изменениям. Пространственное изменение содержания взвеси подчинено правилу – чем дальше от источников сноса, тем ниже содержание взвешенного вещества и меньше диапазон его изменений. Значительно больше факторов влияет на временные изменения концентраций взвеси – это метеоусловия, гидродинамика. Временные изменения концентрации взвеси изучены хуже латеральных.

Исследование взвеси в заливах Мурманского побережья было начато в 1997 г. Систематические наблюдения изменений содержания взвеси в двух губах Баренцева моря (Дальнезеленецкая и Ярнышная) и губе Чупа Белого моря проводились в течение 4 последних лет (2007–2010 гг.). Исследования проводились в летне-осенний период. Исследовалось пространственное распределение взвешенного вещества в поверхностном и придонном слоях воды, изменение содержания взвеси за сутки; особое внимание было уделено короткопериодическим изменениям содержания взвеси. За весь период исследований получено и обработано 374 пробы взвешенного вещества. Пробы морской воды отбирались с борта резиновой шлюпки пластиковым литровым и полутора литровым батометром в чистую емкость объемом 1–2 л. В лабораторных условиях пробы воды обрабатывались по апробированной в мировой практике методике.

Пространственное распределение взвеси

Латеральное изменение концентраций взвешенного вещества

В губе Дальнезеленецкая содержание взвеси в поверхностном слое воды при моментальной съемке изменяется в 2–4 раза. Максимальный диапазон изменений содержания взвеси по заливу в 1.43 мг/л был зафиксирован 2008 г. Еще более узкий (не более чем в 1.5 раза) диапазон латеральных изменений содержания взвеси наблюдается в придонном горизонте. Латеральное распределение содержания взвеси подчинено общей

закономерности: максимальные концентрации взвеси прижаты к бортам залива, а минимальные фиксируются в центральной части и в проливах, соединяющих залив с открытой акваторией моря.

Значительно более сложное латеральное распределение содержания взвеси наблюдается в губе Ярнышная, где выделяется внешняя, внутренняя и центральная часть залива. Во внешней части залива в поверхностном слое воды максимальные концентрации взвеси прижаты к береговой линии, а минимальные фиксируются на выходе из залива. Во внутренней части залива максимальные концентрации взвеси в поверхностном слое воды приурочены к восточному борту, в месте впадения одноименного ручья, а минимальные фиксируются на противоположном борту залива. В центральной части залива распределение взвешенного вещества имеет как сходство с краевыми частями, так и принципиальное отличие. Главное отличие центральной части залива в том, что максимальные концентрации взвеси приурочены к оси губы. С южной стороны центральной части залива сохраняется общая закономерность внутренней части залива, а с северной стороны распределение взвеси схоже с внешней частью залива. Вероятно, такое распределение взвешенного вещества обусловлено тем, что в этом части залива располагается зона, где морские воды встречаются с опресненными водами. Фронтальные части этой зоны обладают чертами тех вод, под влиянием которых они формируются, а центральная часть формируется в результате сложного взаимодействия гидро-, биохимических и физико-механических процессов. Таким образом, внутри двух заливов Мурманского побережья концентрация взвешенного вещества не превышают 3 мг/л. Латеральное изменение содержания взвеси не превышает 1.5 мг/л, наиболее типичный диапазон 0.4–0.7 мг/л.

В губе Чупа содержание взвеси в поверхностном слое воды изменяется не более чем в 2 раза. Зафиксированный диапазон изменений содержания взвеси по заливу составляет 0.43 мг/л. Содержание взвеси в придонном слое воды, так же как и в поверхностном, изменяется не более чем в 2 раза, но диапазон изменений более широкий (0.71 мг/л). Латеральное распределение содержания взвеси, подчинено одной закономерности: максимальные концентрации прижаты к бортам залива, а минимальные фиксируются в центральной части. У южного борта залива содержание взвеси выше, чем у северного борта, как в поверхностном, так и придонном горизонте.

Вертикальное изменение концентраций взвешенного вещества

Внутри водной толще взвешенное вещество распределено неравномерно. Наиболее часто встречаются два типа распределения взвеси по вертикали. Первый тип – постепенное увеличение концентраций взвеси с глубиной. Второй тип – снижение концентрации взвеси от поверхности к промежуточному горизонту, с последующим резким увеличением содержания взвеси в придонном слое. В губе Чупа нами наблюдался только второй тип распределения взвеси по толще воды. Подобное распределение

взвеси по вертикали свидетельствует об отсутствии концентрации частиц в промежуточном слое. Если в губе Ярнышная и Дальнезеленецкая стратификация водной толщи отсутствует в течение всего года, а поверхностный слой маломощный, то вероятно, что частицам взвеси ничего не мешает свободно опускаться от поверхности моря ко дну, при этом, более тяжелые частицы быстро проходят водную толщу и концентрируются в придонном горизонте либо оседают на дно. В промежуточном слое долгое время находятся легкие или очень тонкие частицы, что и фиксируется. В губе Чупа в летне-осенний период постоянно существует стратификация водной толщи, наиболее характерен термоклин, в конце осени устанавливается гомотермия водного столба. Отбор проб воды над термоклинном показал, что на нем концентрирование взвеси не происходит.

ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ВЗВЕСИ

Сезонное изменение концентраций взвешенного вещества

В губе Дальнезеленецкой межгодовое изменение среднего содержания взвеси летнего периода составляет 20–25%, в губе Ярнышной – около 30%, в губе Чупа – около 28%. Для губы Чупа можно оценить межгодовое изменение осеннего периода. Средние концентрации взвеси в сентябре – октябре в 2009 г. составляли 0.65±0.04 (n=13), в 2010 г. – 0.66±0.07 (n=12), т.е., межгодового изменения не произошло.

Таким образом, межгодовая изменчивость летней концентрации взвеси внутри заливов составляет 20–30%. В губе Дальнезеленецкой в 2007–2009 гг. изменение среднего содержания взвеси хорошо сопоставляется с изменением средней скорости ветра.

Имеющийся фактический материал позволяет наметить межсезонные изменения концентраций взвеси. Для заливов Мурманского побережья минимальные средние концентрации взвеси выявлены в осенне-зимний период. Хотя оба сезона года очень ветреные, но резко преобладают сгонные ветра южных румбов, ослаблена абразия берегов, резко сокращена поставка вещества водотоками и практически отсутствует денудация водоразделов. Максимальные средние концентрации взвеси приходятся на весенне-летний сезон. Причем, в какой сезон года будут фиксироваться максимальные содержания взвеси, зависит от погодных условий.

Для губы Чупа можно отметить снижение средних концентраций взвеси от начала летнего сезона к концу осеннего сезона. Можно предположить, что минимальные содержания взвеси будут наблюдаться в подледных условиях, а максимальные в период схода снежного покрова и льда.

Короткопериодические изменения концентрации взвеси в заливах

Содержание взвеси в одной и той же точке залива за сутки (24 часа) может увеличиться или уменьшиться в 2 раза. В губе Чупа в летне-осенний период среднее изменение концентрации взвеси за сутки составляет 19±2.7% (n=47). Вероятность (p) изменения концентрации взвеси на 0-27% в губе Чупа составляет 0.926. Изменения содержания взвеси более чем на

35% – события единичные. Среднее изменение содержания взвеси, без аномальных значений, составляет 12.9±1.2% (n=42). В отливную фазу концентрация взвеси в среднем повышается на 17.8±5.6% (n=23), в фазу прилива в среднем уменьшается на 8.2±4.0% (n=24). Концентрация повышается быстро, а снижается постепенно. В целом аналогичные, изменения концентрации взвеси за сутки, наблюдаются в губе Дальнезеленецкой. В летне-осенний период среднее изменение концентрации взвеси составляет 16.0±2.8% (n=37). Вероятность изменения концентрации взвеси на 0-24% в губе Дальнезеленецкая составляет 0.857. Изменения содержания взвеси более чем на 35% события единичные. Среднее изменение содержания взвеси, без аномальных значений, составляет 11.3±1.5% (n=33). В отливную фазу концентрация взвеси в среднем повышается на 5.7±5.2% (n=20), в фазу прилива в среднем уменьшается на 2.1±6.5% (n=17). Не менее интенсивные, а порой и более значительные изменения концентрации взвеси в одной и той же точке залива происходят за 3 часа. В губе Чупа, в летне-осенний период, среднее изменение концентрации взвеси составляет 17.2±2.3% (n=30). Вероятность изменения концентрации взвеси на 0-32% в губе Чупа составляет 0.867. Изменения содержания взвеси более чем на 35% события единичные. Среднее изменение содержания взвеси, без учета аномально высоких значений, составляет 14.4±1.8% (n=27). Если определить среднее изменение содержания взвеси с учетом повышения и понижения значений, то оно составит 0.4±4.0% (n=30). По-разному изменяется содержание взвеси в толще и воды. В поверхностном горизонте воды среднее изменение содержания взвеси составляет 15.8±3.8% (n=10), на глубине 15 м среднее изменение содержания взвеси составляет 19.0±3.9% (n=10), в придонном горизонте среднее изменение содержания взвеси составляет 16.9±5.0% (n=10). Таким образом, самые незначительные изменения содержания взвеси наблюдаются в поверхностном горизонте воды. В фазу отлива на всех горизонтах содержание взвеси повышается, в фазу прилива понижаются. За сутки в поверхностном горизонте воды содержание взвеси практически не изменяется, на глубине 15 м незначительно увеличивается, и почти настолько же снижается в придонном горизонте.

В губе Ярнышная в летний период среднее изменение концентрации взвеси в течение суток составляет 21.7±3.3% (n=39). Вероятность изменения концентрации взвеси на 0–30% в губе Ярнышной составляет 0.856. Изменения содержания взвеси более чем на 35% – события единичные. Среднее изменение содержания взвеси, без учета аномальных значений, составляет 14.7±1.5% (n=33). С учетом повышения и понижения содержания 9.7±4.6% (n=39), то есть, концентрация взвеси постепенно повышается. По-разному изменяется содержание взвеси в толще и воды. В поверхностном горизонте воды среднее изменение содержания взвеси составляет 31.8±8.2% (n=13), на глубине 10 м среднее изменение

содержания взвеси составляет 17.0±3.3% (n=13), в придонном горизонте среднее изменение содержания взвеси составляет 16.3±4.2% (n=13). Следовательно, самые значительные изменения содержания взвеси наблюдаются в поверхностном горизонте воды. В фазу отлива на всех горизонтах содержание взвеси повышается, в фазу прилива изменения концентрации затрагивает только поверхностный горизонт. За 24 часа по всей водной толще содержание взвеси повышалось, на глубине 10 м и в придонном горизонте незначительно, на поверхности почти на четверть. Принципиальным отличием короткопериодических изменений содержания взвеси в губе Чупа от губы Ярнышной является динамика концентрации взвеси в поверхностном горизонте. В губе Чупа изменения очень незначительные, а в губе Ярнышной максимально интенсивные.

Таким образом, внутри заливов Мурманского и Карельского побережий взвешенное вещество распределено неравномерно, как на акватории, так и в толще воды, а его содержание постоянно изменяется во времени. В латеральном направлении, различие в содержании взвеси внутри заливов нередко достигают одного порядка, в толще воды изменяются в 1.5-2 раза, редко более. Высокие содержания взвеси приурочены к бортам заливов и зонам смешения вод разного генезиса, а так же к придонному, реже поверхностному горизонту воды. Постоянные временные изменения содержания взвеси фиксируются на всех уровнях, от короткопериодических изменений до межгодовых различий, эти изменения не превышают 100%. Анализ разных факторов, влияющих на изменение содержания взвеси во времени, показал, что универсальным является приливно-отливные течения. В прилив содержание взвеси понижается, в отлив увеличивается. Вторым фактором выступает корреляционная связь содержания взвеси с соленостью воды: $r_{сп}$=-0.63, n=62; $r_{сп}$=-0.36, n=99; $r_{сп}$=0.36, n=48, уровень значимости (P) 0.99. Третий фактор - корреляционная связь содержания взвеси с температурой воды: $r_{сп}$=0.53, n=62; $r_{сп}$=0.30, n=99; $r_{сп}$=-0.41, n=48, P=0.99. Четвертый фактор - корреляционная связь содержания взвеси со скоростью ветра: $r_{сп}$=0.37, n=40; $r_{сп}$=0.43, n=48; $r_{сп}$=-0.37, n=50, P=0.95. Пятый фактор - корреляционная связь содержания взвеси с количеством атмосферных осадков: $r_{сп}$=0.22, n=50; $r_{сп}$=0.24, n=40, P=0.95. Таким образом, температура и соленость морской воды, как и скорость ветра с атмосферными осадками, факторы действующие постоянно, но не однонаправлено.

Анализируя факторы, влияющие на содержание взвешенного вещества в морской воде, становится очевидным, что отсутствие короткопериодических изменений содержания взвеси – явление практически невероятное.

Results of study of spatial-temporal changes of suspended matter concentration in inlets of Murmansk coast (the Barents Sea) and Karelian coast (the White Sea) in summer and autumn season of 2007–2010 are presented.

Мишуков В.Ф., Мишукова Г.И., Верещагина О.Ф.
([1]Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, Россия vmishukov@poi.dvo.ru)

Изменчивость потоков метана на границе вода-атмосфера на акваториях впадины Дерюгина, шельфа и склона о-ва Сахалин Охотского моря

Mishukov V.F.[1], Mishukova G.I.[1], Vereschagina O.F.[1]
([1]V.I.Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok)

Changeability of methane fluxes on border of water - atmosphere in areas of a shelf and a slope of the Sakhalin and the Deryugin Basin of the Sea of Okhotsk

Известно, что Охотское море является акваторией, где возможен глобальный вынос метана в атмосферу. В работах [3,4,6] приведено обобщение ряда экспериментальных исследование на акватории Охотского моря с выделением таких особенностей, как образование газогидратов в донных осадках, в районах проявления которых часто обнаруживается выделение газа в виде облака пузырьков, а также изменения химического и минералогического состава донных осадков при скопления некоторых видов гидробионтов. Предыдущими исследованиями установлено, что распределение метана в морской воде на акватории Охотского моря носит явно неоднородный характер [1]. Распределение метана в морской воде вызывает изменение направления и величины потоков метана на границе море-атмосфера, что позволяет разделить акваторию на районы с выделением и поглощением метана. Значительная эмиссия метана в атмосферу (до 176 моль/ км^2 * сут) наблюдается шельф о. Сахалин [1].

Цель настоящей работы – детальные исследования пространственного распределения метана в поверхностном слое морской воды и его потоков на границе вода-атмосфера.

При анализе были использованы материалы экспедиций НИС «Академик Лаврентьев», выполненных 29.06 -11.07.2008 г. (рейс 44) и 28.07-4.08.2009 г. (рейс 47) [7, 8].

Водные образцы были отобраны на акваториях, где по предварительным данным зондирования регистрировались придонные акустические аномалии, вызванные рассеянием звука от пузырьков газа и имеющие вид струи или облака газовых пузырьков [3]. Отбор проб морской воды осуществлялся с помощью судового заборного устройства с глубины 4 м от поверхности моря на ходу судна. Вода из системы поступала в термосолинограф SBE 21SEACAT (USA, Washington), где производились непрерывные определения температуры и солености. Параллельно этим измерениям каждые полчаса отбирались пробы воды для

газохроматографического анализа. На станциях воду отбирали с различных горизонтов батометрами Нискина системы «Rozett».

Концентрация газов в воде определялась методом равновесного парафазного анализа с последующим газохроматографическим определением состава газовой фазы на борту судна.

В рейсе 44 было отобрано и обработано 362 проб воды, а в рейсе 47 - 62 пробы воды

На рис. изображена схема района работ, распределение концентрации метана в поверхностных водах (нМоль/л) (горизонтальные прямоугольники) и потоков метана (моль/км^2·сут) (вертикальные прямоугольники): а) профиль 1 при движении с юга на север и б) профиль 2 по маршруту север-юг для рейса 44; в) рейса 47. В качестве дополнительной информации приведено расположение гидроакустических аномалий [3] (черные точки), положении эпицентров землетрясений за 2008-2009 гг. (звездочки [10]), некоторые разведанные нефтегазовые месторождения [2].

Для рейса 44 концентрации метана в поверхностных водах изменялись в диапазоне от 3 до 44 нМоль/л при среднем значении 9.0 нМоль/л. Акватория моря в районе м. Терпения проявляется как область с наибольшими концентрациями метана.

В рейсе 47 в сентябре 2009 г. на маршруте концентрация метана изменялась от 3 нМоль/л до 35 нМоль/л.

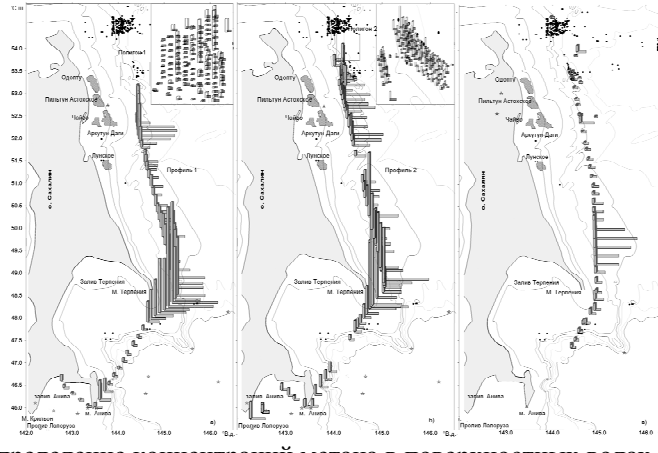


Рис. Распределение концентраций метана в поверхностных водах (нМоль/л), потока метана (моль/км^2·сут) на границе вода-атмосфера Охотского моря

Почти для всей изучаемой акватории поверхностный слой воды был пересыщен метаном относительно его содержания в атмосфере, и только на одной станции для рейса 47 наблюдается недосыщение. Средней процент насыщения концентраций метана в поверхностных водах относительно равновесных с атмосферой значений составил в рейсе 44 - 300%, а в рейсе

47 - 250%. Следует отметить, что маршрут судна в 2009 г. в зал. Терпения и вдоль склона к востоку от о. Сахалин пролегал по более глубоководной акватории, а так же для данных районов сейсмическая обстановка в 2009 г. была более спокойная, чем в 2008 г.

Сильное выделение метана из подводных источников на северо-восточном шельфе о-ва Сахалин и во впадине Дерюгина обуславливает формирование поверхностного слоя морских вод с повышенным значением концентрации метана (от 4 до 12 со средним значением 6 нМоль/л).

Расчет потоков метана проводился по методологии, описанной в работе [2]. Поток метана определяется по формуле (1):

$$F = K^{общ} \Delta C \,, \qquad (1)$$

где $K^{общ}$ - коэффициент газообмена на границе вода-воздух. Разность концентраций метана в морской воде (ΔC) рассчитывается как разность между измеренной концентрацией метана и равновесной концентрацией, которую имел бы атмосферный метан в морской воде при данной температуре, солености и при атмосферном давлении[9].

Суммарный коэффициент газообмена при коэффициенте молекулярной диффузии метана в морской воде D_w ($см^2/с$) (при реальной температуре воды и солености) и скорости ветра U (м/с) в момент измерений равен:

$$K_{общ} = K_т + K_о + K_р \qquad (2)$$

где: $K_т = 2\{D_w/\pi\ t^*\}^{1/2}$ - термический коэффициент газообмена (см/с); π = 3,14, t* - время (с) существования поверхностного микрослоя от момента подвода новой порции подповерхностной жидкости на границу раздела вода-воздух до погружения охлажденной поверхностной жидкости вглубь водной массы [2]; $K_о = \{\{D_w S\}^{1/2}$ - коэффициент газообмена для обрушений волн (см/с); $S = 4.5\ 10^{-6}\ U^{3.31}$ ($с^{-1}$); $K_п = 2\{D_w M\}^{1/2}$ - коэффициент газообмена для схлопывания пузырьков (см/с); $M = 2.76\ 10^{-5}\ U^{3.74}$ ($с^{-1}$).

Обнаружено, что в океанических условиях при скоростях ветра до 3 м/с общий коэффициент газообмена в основном обусловлен термической конвекцией. Начиная с 4 м/с влияние механизма схлопывания пузырьков играет определяющую роль в газообмене на границе, а его рост пропорционален скорости ветра в степени 1.87. Обрушение волн и схлопывание газовых пузырьков определяют главный механизм переноса газов на границе вода-воздух при более высоких скоростях ветра за счет снижения сопротивления газообмену в поверхностном микрослое морской воды и активизации транспорта газов внутри водной массы.

Изучение распределения потоков метана на изучаемой акватории во время 44 рейса в зависимости от скорости ветра и разности концентрации метана в морской воде и его равновесного с атмосферой значения показало , что прослеживается образование максимума при скоростях ветра 6-8 м/с и разности концентраций около 40 нМоль/л. При уменьшении разности концентраций положение максимума скорости выделения метана смещается

в стороны больших скоростей ветра.

Таким образом, наблюдается картина колебаний, когда при малых скоростях ветра (и малых потоках метана) происходит повышение концентрации метана в приповерхностных водах за счет его переноса от источников в глубинных водах, которая при повышении скорости ветра (и увеличении потока метана) быстро падает до равновесных значений (с уменьшением потока метана до минимальных значений). Данный эффект можно назвать «метановым дыханием моря», когда выделение метана в атмосферу происходит пульсациями, что сопровождается изменением концентрации метана в морской воде как в пространстве, так и во времени в зависимости от гидрометеорологического режима данной акватории.

На рис. можно наблюдать, что поток на профиле 1 (а) меньше, чем на профиле 2 (б), т.к. на участке 51-53^0 с.ш. при движении судна на север (профиль 1) скорость ветра была 2м/с, а при движении в обратном направлении этих же широтах (профиль 2) скорость ветра была 5 м/с. Для рейса 44 значения потока меняются от 2 до 126 моль/км^2·сут, а средний поток равен 14 моль/км^2·сут.

Изменение направления и интенсивности потоков метана на акватории Охотского моря связано с неоднородным пространственным распределением источников метана. Максимальный поток метана 126 моль/км^2·сут наблюдался при средней скорости ветра 8 м/с в области с наиболее холодным поверхностным слоем морской воды, для которого были зарегистрированы минимальные значения температуры от 6 до 8 °С (при средней температуре 12°С) и с максимальным значением концентрации метана 44 нМоль/л.

Для НИС «Академик Лаврентьев» рейс 47 – 2009г. максимальный поток составил 25 моль/км^2·сут. при среднем значении - 4 моль/км^2·сут. На всей изучаемой акватории метан выделяется в атмосферу. Исключение составляет 1 станция во впадине Дерюгина.

Предлагаемый механизм газообмена на границе океан-атмосфера позволяет произвести расчет скорости газообмена с учетом влияния обрушения волн и газовых пузырьков.

Обнаружен эффект пульсационного выделения метана. При малых скоростях ветра и малых потоках метана происходит повышение концентрации метана в приповерхностных водах за счет его переноса из нижележащих глубинных вод, которая при повышении скорости ветра (и увеличении потока метана) быстро падает до равновесных значений с уменьшением потока метана до минимальных значений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф. , Обжиров А.И, Распределение метана и его потоки на границе вода–атмосфера в некоторых районах Охотского моря. // Вестник ДВО РАН. Владивосток:, 2010. №10. с.36-43

2. Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф. Метан в пресных и

морских водах и его потоки на границе вода–атмосфера в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука, 2007. 159 с.
3. Мониторинг метана в Охотском море / А.И.Обжиров, В.А.Соснин, А.Н.Салюк и др. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
4. Обжиров А. И., Астахова Н. В., Липкина М. И., Верещагина О. Ф., Мишукова Г. И., Сорочинская А. В., Югай И. Г. Газо-геохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука,, 1999, 184 с.
5. Тихонов И.Н. О наведенной сейсмичности на шельфе острова Сахалин вблизи Пильтун-Астохского нефтегазоконденсатного месторожденияю // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4Владивосток:, с,59-63
6. Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.. Морфотектонический контроль потоков метана в Охотском море. // Подводные исследования и робототехника, 2009. № 1, С. 31-39.
7. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2008, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 44 / Ed. Y. K. Jin, H. Shoji, B Baranov and A.Obzhirov. Published by Korea Polar Research Institute of KORDI, 2008, - 64 p. ISBN 978-89-960160 3 8, KOPRI Report No. BSPM08030-97-5
8. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2009, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 47 / Ed. H. Shoji, Y. K. Jin, A. Obzhirov and B. Baranov. Published by New Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology, 2009. - 136 p.
9. Wiessenburg D.A., Guinasso N.L. Equilibrium Solubility of Methane, Carbon Dioxide, and Hydrogen in Water and Sea Water // Journal of Chemical Engineering Data, 1979. Vol. 24, № 4. P. 356- 360.
10. U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center. World Data Center for Seismology. – http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_edau_l.html

According to expeditions R/V "Academician Lavrentyev" executed of 29.06-11.07.2008 (cruise 44) and 28.07-4.08.2009 (cruise 47), spatial distribution of the methane contents in subsurface layer of sea water were investigated in areas of a shelf and a slope of the Sakhalin and the Deryugin Basin of Sea of Okhotsk. On all structures a super saturation of methane relate to atmospheric equilibrium manner was observed, average percent of methane saturation with an atmosphere has made 300% and 250% in cruises 44 and 47, accordingly. Calculations of methane flux on border water – atmosphere were carried out using an experimental data. The effect of pulsation of methane fluxes was found out. At small speeds of a wind and small methane fluxes there is an increase of concentration of methane in subsurface waters due to its carry from underlying deep waters. At increase of speed of a wind (and increase of a stream of methane) methane concentration quickly falls up to equilibrium values with reduction of a stream of methane up to the minimal values.

Немировская И.А., Артемьев В.А.
(Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва; nemir@ocean.ru)

Особенности трансформации природных и антропогенных углеводородов в импактных и фоновых акваториях океана

Nemirovskaya I.A., Artemiev V.A.
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Peculiarities distribution of hydrocarbons in impact and background regions in oceans

Основное количество углеводородов – УВ (≈12 млн. т) в океане связано с фитопланктоном, поэтому имеет автохтонную природу. Поток антропогенных УВ, поступающих из всех источников в Мировой океан в последние годы уменьшился (рис. 1а) [2, 6]. В 2003 г. количество просачивающихся нефтяных УВ оценивалось в 600 тыс. т и составляло 46% от суммы (1300 тыс. т) [6], а в 2010 г. (из-за аварии в Мексиканском заливе) – 37% (рис. 1б). Поэтому распространение антропогенных УВ происходит на существующем природном биогенном фоне. С целью определения трансформации природных и антропогенных УВ при переходе из одной миграционной формы в другую проведено исследование их содержания и состава в различных районах Мирового океана в сопоставлении с содержанием $C_{орг}$ и взвеси.

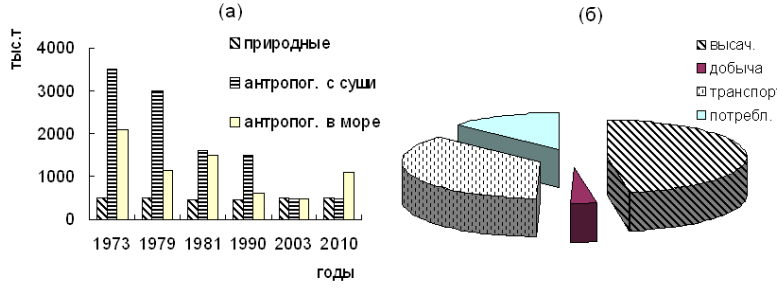


Рис. 1. Динамика поступления УВ в разные годы (а) и соотношение основных источников (б)

В высокоширотных акваториях, где в настоящее время увеличивается добыча углеводородного сырья, значительную поставку УВ в море вносят снег и лед. Поступление веществ из снега, прежде всего, определяется их количеством в атмосфере. Циркумконентальная зональность в распределении аэрозолей выражается в увеличении их концентраций в наиболее близких к суше районах, особенно при ветрах, дующих со стороны материков. Даже в Антарктике (фоновый район) содержание УВ во взвеси снега на припайных льдах зависит от близости источника

поступления аэрозолей. В частности в заливе Прюдс, море Содружества отсутствием снега на прибрежных холмах в бухте Нелла способствовало увеличению взвеси в торосах (до 2.4 мг/л) и в снеге (1.4 мг/л) и алифатических УВ во взвеси ($АУВ_в$) до 60 и 21 мкг/л соответственно. В тоже время на припайном льду залива Прюдс на периферии бухты Санни, даже при толщине снега 50 см концентрации взвеси (0.27 мг/л) и $АУВ_в$ не превышали 10 мкг/л, а в растворенной форме ($АУВ_р$) – 2.5 мкг/л (рис. 1а). В районах действующих антарктических станций и оазисов концентрации УВ в снеге возрастали в 2─4 раза по сравнению с фоном.

Аккумулирование АУВ так же, как других органических соединений (ОС) происходит на границе лед-вода из-за образования автохтонных ОС в этом слое (рис. 2а). В начале льдообразования из снежуры лед захватывает ОС из снега и из поверхностной морской пленки. Поэтому концентрации АУВ в шуге превышают их концентрации в поверхностных водах. Кроме того, при небольшой толщине возможно прогибание льда под тяжестью снега, что может способствовать увеличению концентраций АУВ на границе снег-лед.

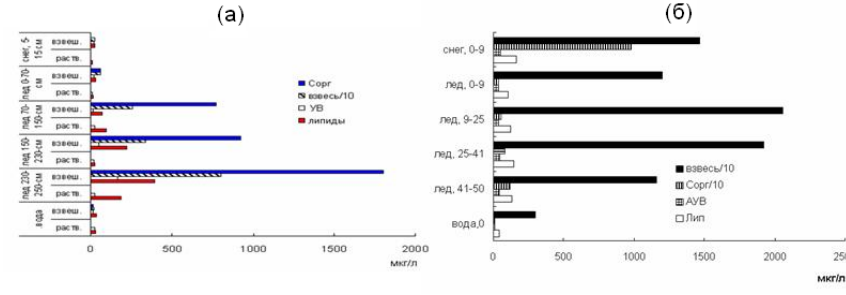


Рис. 2. Распределение взвеси и ОС (а) - в снежно-ледяном покрове в бухте Санни залива Прюдс море Содружества (2010 г.), (б) - в устье Северной Двины Белого моря (2008 г).

В импактных районах (Белое море) взвесь и ОС аккумулировались в снеге и в верхней части льда из-за загрязненности атмосферы в зимний период (рис. 2б). $АУВ_в$ в снеге могут превышать 500 мкг/л. Доля $АУВ_в$ в составе $С_{орг}$ снега в устье Северной Двины (5.13%) оказалась в 6 раз выше по сравнению с фоновыми районами – СЛО, поднятие Менделеева (0.87%). Следовательно, снежный покров является хорошим индикатором состояния УВ в атмосфере. Увеличение концентраций в толще льда, возможно, обусловлено нарастанием загрязненных припайных льдов. Однако в составе взвеси и $С_{орг}$ липиды и АУВ не относятся к доминирующим соединениям (рис. 2б). В общей структуре выбросов в атмосферу Белого моря загрязняющих веществ УВ составляют в среднем 16%. Вероятно, в районе Архангельска из атмосферы поступают в основном другие ОС.

Исследование ПАУ в снежно-ледяном покрове показало большой разброс концентрации в зависимости от места отбора проб. Распределение ПАУ в устье Северной Двины также подтверждает их поступление из атмосферы, так как в снеге (во взвеси) их содержание (98─216 нг/л) выше, чем в поверхностных водах (13─48 нг/л). При этом содержание пирена (П) и флуорантена (ФЛ), соответственно 55.4 и 66.3 нг/г оказалось близким, что может указывать на свежее загрязнение пирогенными ПАУ. В снежно-ледяном покрове губы Чупа отношение ФЛ/П – 0.61─0.80 может свидетельствовать о меньшем поступлении пирогенных соединений, по сравнению с устьем р. Северной Двины. Концентрации ПАУ в припайных льдах Белого моря, так же, как и АУВ, оказались значительно выше, чем во льдах фоновых арктических районов: <100 нг/л во взвеси двухлетнего льда в районе желоба Франца-Виктории и <54 нг/л в районе поднятия Менделеева.

В поверхностных водах в фоновых акваториях распределение АУВ подчиняется гидрологическим факторам. Их содержание во фронтальных зонах Южного океана увеличивалось от 6-7 мкг/л в районах дивергенции до 25-29 мкг/л в районах конвергенции (февраль-май 2010 г.), но в меньшей степени, чем хлорофилла «а» (от 0.6 до 2-3 мкг/л). Напротив, в судоходных районах Северного и Балтийского моря концентрации $АУВ_в$ возрастали до 415 мкг/л, а содержание хлорофилла колебалось в том же диапазоне, как и в Южном океане.

Резкое изменение содержание и состава УВ, так же, как других ОС соединений происходит на границе река-море (маргинальный фильтр [1]). При этом распределение УВ, контролируется изменением солености и соответствует основным зонам маргинального фильтра вне зависимости от климатических зон. Отсутствие корреляции в распределении УВ в поверхностных и придонных водах указывает на ограниченное смешивание речных вод с морскими. Наиболее значительное увеличение концентраций наблюдалось во время половодья, когда в воды рек попадают загрязнения, накопленные в снеге и во льду [3]. На барьере река-море происходит выпадение высокомолекулярных углеводородных соединений, а с ними наиболее токсичных полиаренов. Поэтому бытующее мнение, что основное загрязнение в моря поступают со стоком рек преувеличено.

В донных осадках максимум концентраций УВ приурочен к мелководью внутренних морей и верхней части открытого океанского шельфа. Пелагические осадки характеризуются сравнительно низкими концентрациями АУВ и ПАУ [2]. Распределение УВ в донных осадках в значительной степени зависит от степени их дисперсности. Илистые отложения (особенно при доминировании фракции <0.1 мм) легко поглощают органические соединения, в том числе и УВ из водной толщи с взвесью. В результате тонкодисперсные илы, обогащенные ОВ, предпочтительно аккумулируют УВ, по сравнению с песками. Эта

зависимость нарушается в зоне лавинной седиментации и при массированном поступлении загрязняющих веществ, а также в местах поступления флюидных потоков со дна. Поэтому в отдельных случаях фациальная обстановка накопления оказывает решающее значение на содержание УВ в донных осадках.

Особенности поведения УВ в эстуарно-шельфовых осадках характеризуются изменением их свойств в области маргинальных фильтров, различиями в составе взвешенного ОВ, а также вариациями биопродуктивности. При захоронении малопреобразованного ОВ осадки характеризуются высокими концентрациями АУВ и ПАУ (в расчете на сухую массу) и довольно низкими - в составе липидов и ОВ. Более глубокое биохимическое превращение ОВ в процессах седиментации способствует увеличению содержания УВ в поверхностных слоях осадков, в составе н-алканов - высокомолекулярных гомологов, а в составе ПАУ - флуорантена и фенантрена.

Аномальное распределение УВ установлено в районе месторождений. Здесь наблюдается значительная изменчивость концентраций УВ от года к году и отсутствие связи в концентрациях $C_{орг}$ и УВ не только в латеральном распределении, но и в осадочной толще. В частности акватории Кравцовского месторождения в Балтийском море содержание АУВ изменялось в районе платформы Д-6 от 128 мкг/г в 2008 г. до 5 мкг/г в 2011 г. При этом алканы осадков имели нефтяной состав. Изменчивость концентраций АУВ на сравнительно небольшой площади, в осадках одного литологического типа в районе платформы Д-6, скорее всего, обусловлена существованием дополнительного их источника. Предположительно - поступление с флюидными потоками из осадочной толщи. В зависимости от условий в нефтегазоносных горизонтах под морским дном сипы могут активизироваться, на время прекращать свою активность, либо вовсе исчезать, а затем появляться вновь. Кроме того, в районах, где распространены флюидные потоки на поверхности осадков, происходит развитие нефтеокисляющих микроорганизмов [5]. Нефть в зоне сипов представляет собой сильно восстановленный источник энергии и легко подвергается микробному окислению. В результате происходит увеличение биомассы нефтеокисляющих бактерий. Возможно, поэтому трофический статус прибрежной зоны Самбийского полуострова, Куршской косы и района расположения платформы Д-6 по численности и биомассе бактерий оценивали как эвтрофный, а в отдельных случаях даже гиперэвтрофный, а воды исследованной акватории по этому показателю в 2009 г. относили к загрязненным или грязным [4]. Выявленные аномалии микробиологических показателей подтверждают предположение об участии флюидных потоков из осадочной толщи в формировании повышенных концентраций УВ в донных осадках района платформы Д-6.

Таким образом, обобщение данных по источникам, содержанию и

составу УВ в снежно-ледяном покрове, в воде и донных осадках в различных районах Мирового океане показало, что поступление антропогенных соединений изменяет не только их концентрации, но и состав, а также соотношение между другими ОС. Трансформация низкомолекулярных антропогенных УВ (как алканов, так и ПАУ) за счет выветривания может происходить быстро даже в высокоширотных акваториях. Поэтому в осадках в составе УВ, как правило, преобладают наиболее устойчивые аллохтонные высокомолекулярные соединения. Только в прибрежных импактных районах, где скорость седиментации превышает скорость трансформации, в их составе доминируют нефтяные УВ. В фоновых акваториях так же как для других ОС, распределение УВ подчиняется гидробиологическим факторам.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 21 фундаментальных исследований Президиума РАН, гранта Президента РФ (НШ-3714.2010.5); проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735-747.
2. Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег - лед - вода - взвесь - донные осадки). М.: Науч. мир, 2004. 328 с.
3. Немировская И.А. Особенности распределения углеводородов в дельте Северной Двины во время половодья // Геохимия. 2011. № 8. С. 863-874.
4. Обзор результатов мониторинга морского нефтяного месторождения «Кравцовское» (Д-6) Калининград: ООО «ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть». 2009. 51 с.
5. Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2009. 507 с.
6. NRC (National Research Council): Oil in the sea. Inputs, Fates and Effects. NAS, Washington DC. 2003. 265 p.

Data on the source, contents and composition hydrocarbon (the aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons – PAH) in snow-ice cover, in water and bottom sediments in different region oceans are generalized. It is shown that arrival anthropogenic hydrocarbons change not only their concentrations, but also composition, as well as correlation between other organic compounds (lipids, C_{org}, chlorophyll).

Орешкин В.Н.
(Институт фундаментальных проблем биологии РАН, Пущино
ifpb@issp.serpukhov.su)

Атомно-абсорбционный и атомно-флуоресцентный анализ твердых образцов в морской геологии

Oreshkin V.N.
(Institute of Basic Biological Problems RAS, Pushchino)

Atomic absorption and atomic fluorescence analysis of solid samples in marine geology

Для определения ультрамалых количеств редких и рассеянных элементов (Ag, Bi, Cd, Hg, Tl и др.) в морских и речных водах и взвесях, донных осадках, рудных образованиях (железо-марганцевые конкреции и корки, фосфориты, сульфиды), биообъектах используют различные высокочувствительные методы анализа. Широкое применение находят методы атомно-абсорбционного (АА) и атомно-флуоресцентного (АФ) анализа с электротермической атомизацией проб. В электротермические атомизаторы (трубчатые печи, кюветы, тигли, капсулы, электроды, стержни и др.) помещают либо растворы (после разложения образцов), либо непосредственно твердые пробы без какой-либо подготовки или после смешивания с графитовым порошком или в виде суспензии. Для определения ультрамалых количеств растворенных форм элементов в водах необходимо применение стадии предварительного концентрирования. Концентраты, (растворы или твердые фазы без дополнительного растворения) также помещают в электротермические атомизаторы.

Прямой АА, АФ анализ твердых проб позволяет существенно упростить пробоподготовку, исключить или уменьшить применение реактивов, снизить риски потерь элементов или загрязнений проб, повысить качество получаемых результатов. В твердых образцах, согласно литературным данным, прямыми АА, АФ методами возможно определение нескольких десятков элементов. Так, в морских и речных взвесях и донных осадках были определены различные элементы с пределами обнаружения на уровне и ниже кларковых содержаний (табл.). Для сопоставления приведены оценки среднего содержания элементов в речной взвеси [1,2]. Эксперименты проведены на экспериментальных многоканальных АА, АФ установках и АА спектрофотометре "Сатурн-2", снабженных электротермическими тигельными атомизаторами твердых проб массой от <5 мг до 30-100 мг [3-5].

Эти эксперименты (и литературные данные) показали, что определение элементов в образцах сложного состава сильно затруднено значительными неселективными помехами и матричными влияниями в аналитической зоне атомизатора. По этой причине не могут быть реализованы принципиально

достижимые низкие пределы АА, АФ обнаружения элементов в значительном количестве геологических образцов.

Предложена методология для улучшения метрологических характеристик (снижение пределов обнаружения, повышение точности) АА и АФ определения элементов в морских геологических образцах, которая включает [3-8]:

1) создание и использование более совершенных специализированных двух/трехкамерных электротермических атомизаторов твердых проб ("тигель-ячейка", "тигель-цилиндр-ячейка", "тигель-ячейка-стержень" "тигель с разделенными зонами" и других) с несколькими независимо нагреваемыми зонами;

2) принцип многофункциональности электротермических тигельных и стержневых атомизаторов. В аналитическом цикле атомизаторы выполняют функции ранее или несвойственные;

Пределы прямого атомно-абсорбционного и атомно-флуоресцентного обнаружения элементов в донных осадках и взвесях (%)

Элемент, аналитическая линия, нм	Морские и речные взвеси, донные осадки		Содержание в речной взвеси	
	АА	АФ	Гордеев, Лисицын, 1978	Савенко, 2006
Ag 328,1	$1\cdot10^{-6}$-$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-7}$-$1\cdot10^{-6}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-5}$
Bi 223,1, 306,8	$1\cdot10^{-5}$-$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-6}$-$1\cdot10^{-5}$	-	$3\cdot10^{-5}$
Cd 228,8	$1\cdot10^{-6}$-$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-7}$-$1\cdot10^{-6}$	$7\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$
Tl 276,8; 377,6	$1\cdot10^{-5}$-$5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-6}$-$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$5{,}6\cdot10^{-5}$
Hg 253,7	$1\cdot10^{-5}$-$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-7}$-$1\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-6}$	$7{,}7\cdot10^{-6}$
Pb 283,3	$1\cdot10^{-5}$-$5\cdot10^{-4}$		$1{,}47\cdot10^{-2}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$
In 303,9	$1\cdot10^{-5}$-$1\cdot10^{-4}$		-	$2\cdot10^{-5}$
Mn 279,5	$1\cdot10^{-5}$-$5\cdot10^{-5}$		0,11	0,115
Se 196,0	$1\cdot10^{-4}$-$5\cdot10^{-4}$		-	$1{,}5\cdot10^{-4}$
Sb 237,1	$1\cdot10^{-4}$-$5\cdot10^{-4}$		$2\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$
Au 242,8	$1\cdot10^{-5}$-$5\cdot10^{-5}$		$5\cdot10^{-6}$	$4{,}4\cdot10^{-6}$
Sn 286,3	$1\cdot10^{-4}$-$5\cdot10^{-4}$		-	$2{,}9\cdot10^{-4}$
Cu 324,8	$5\cdot10^{-5}$-$5\cdot10^{-4}$		$8\cdot10^{-3}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$
Zn 213,8	$5\cdot10^{-5}$-$5\cdot10^{-4}$		$3{,}1\cdot10^{-2}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$
As 193,7	$1\cdot10^{-4}$-$5\cdot10^{-4}$		$5\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-3}$

Примечание: Пределы обнаружения элементов в графитовом порошке (идеальной спектральной матрице) ниже в 5-10 раз и более. В природных образцах пределы обнаружения повышаются вследствие значительного влияния состава пробы. Для достижения низких пределов обнаружения элементов использованы не только современные системы коррекции фона, но и различные способы подавления влияния состава образцов.

Основные варианты прямого атомно-абсорбционного и атомно-флуоресцентного определения элементов (Ag, Bi, In, Cd, Hg, Pb, Tl) в твердых морских и речных взвесях, донных осадках, рудных образованиях, концентратах вод и других объектах в широком диапазоне ультранизких и повышенных содержаний

Экспрессное определение элементов в диапазоне средних-повышенных содержаний эементов $1 \bullet 10^{-5}$-$5 \bullet 10^{-4}$%			
С применением простых моделей однокамерных графитовых тигельных атомизаторов твердых проб	Одновременное АА определение нескольких элементов в навеске пробы	Одновременное АА и АФ определение элемента в навеске твердой пробы	В слабоминерализованных природных водах с прямой атомизацией графит-солевых концентратов
Определение элементов на уровне средних (кларковых) содержаний $1 \bullet 10^{-6}$-$5 \bullet 10^{-5}$%			
С раздельной независимой оптимизацией процессов испарения и атомизации в многокамерных графитовых тигельных и стержневых атомизаторах	С дополнительным применением фильтрации паров пробы через графитовые фильтры между зоной испарения и зоной атомизации атомизатора	В микропробах с применением независимо нагреваемого графитового стержня (зонда), помещаемого в тигельный атомизатор	В морских и речных водах с предварительным концентрированием на ДЭТАТА-сорбенте в статических условиях и последующей прямой атомизацией концентрата
Определение элементов в диапазоне докларковых-кларковых содержаний $1 \bullet 10^{-7}$-$5 \bullet 10^{-6}$%			
С полным разделением процессов фракционного испарения-конденсации элементов и независимой атомизацией конденсата в многокамерных графитовых тигельных и стержневых атомизаторах	С использованием стадий фракционного испарения-фильтрации-конденсации элементов в атомизаторе и независимой атомизацией конденсата фильтрованных паров	С использованием двух независимых стадий низкотемпературного и высокотемпературного фракционного испарения элементов в атомизаторе и одновременной атомизацией термомодифицированной пробы и конденсата	В морских и речных водах с динамическим концентрированием элементов на ДЭТАТА-сорбенте в тигельном атомизаторе-микроколонке и последующей прямой атомизацией концентрата

Примечание: в водах в пересчете на объем элементы могут быть определены на уровне (нг/л):
Ag, Cd - 0,05-1; Bi, In, Tl - 0,5-5; Pb - 1-10

3) проведение предварительных стадий аналитического цикла, включая отделение определяемых элементов от основных компонентов, их концентрирование (фракционное испарение, фильтрация, динамическое концентрирование) непосредственно в рабочем объеме атомизаторов для уменьшения влияния состава образцов.

С использованием предложенной методологии разработаны варианты прямого и сорбционно-АА/АФ определения элементов в геологических образцах, отличающиеся пределами обнаружения и сложностью аналитических работ (схема).

Разработанные методы многократно применены в морской геологии и геохимии, получены новые результаты о распространенности и особенностях распределения элементов в морских и речных взвесях, водах, донных осадках, конкрециях, например [9-11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 225.
2. Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек Мира. М.: ГЕОС. 2006. 175 с.
3. Орешкин В.Н., Беляев Ю.И, Внуковская Г.Л. Заводск. лаборатория. 1990. Т. 56. № 12. С. 50.
4. Орешкин В.Н., Цизин Г.И. Золотов Ю.А. Журн. аналит. химии. 2002. Т. 57. № 9. С. 923.
5. Орешкин В.Н.., Таций Ю.Г., Внуковская Г.Л. Океанология. 2007. Т. 47. № 6. С.947.
6. Орешкин В.Н., Цизин Г.И. Журн. аналит. химии. 2008. Т. 63. № 11. С.1164.
7.Орешкин В.Н., Цизин Г.И. Журн. аналит. химии. 2009. Т. 64. № 12. С. 1251.
8.Орешкин В.Н., Цизин Г.И. Заводск. лаборатория. Диагностика материалов. 2010. Т. 76. № 10. С. 14.
9. Батурин Г.Н., Орешкин В.Н. Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 3. С. 679.
10. Гордеев В.В., Орешкин В.Н. Геохимия. 1990. № 2. С. 244.
11.Орешкин В.Н., Гурвич Е.Г. Океанология. 1994. Т. 34. № 6. С. 842.

A new methodology for atomic absorption and atomic fluorescence analysis of marine samples have been suggested.

Пахомова С.В.[1], Чечко В.А.[2], Розанов А.Г.[1]
([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, s-pakhomova@yandex.ru; [2]Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград)

Особенности химического обмена на границе вода – дно в Вислинском заливе Балтийского моря

Pakhomova S.V.[1], Chechko V.A.[2], Rozanov A.G.[1]
([1]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; [2]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Atlantic Branch, Kaliningrad)

Features of chemical exchange across the water – sediment interface in the Vistula Lagoon of the Baltic Sea

Вислинский залив представляет собой мелководный бассейн (1-4 м) с ограниченным водообменом с открытым морем и большими речными и антропогенными стоками, что приводит к интенсивной биологической активности. Залив является кислородным бассейном с высокой концентрацией взвешенного органического вещества.

Основной целью данной работы являлось выявление особенностей химического обмена на границе вода-дно в Вислинском заливе по сравнению с другими исследованными бассейнами – Голубой бухтой Черного моря и Финским заливом Балтийского моря.

Исследования потоков проводились в августе 2001 и 2002 гг. В ходе экспериментов были исследованы осадки на двух станциях (рис. 1): в центральной части Вислинского залива возле Насыпного острова (станции 1.2001 и 1.2002) и в северной части залива, в Приморской бухте (станции 2.2001 и 3.2002). На каждой станции на дне бухты устанавливали три полиэтиленовых цилиндрических бокса, два из которых были рабочими. В них изолировался определенный объем придонной воды в контакте с осадком. Третий бокс был фоновым, содержащим изолированный от осадка объем воды. Подробная техника боксового эксперимента описана в [1, 2]. Продолжительность инкубаций составляла трое-четверо суток. Для расчета величин потоков полученных боксовым методом ($J_б$) использовалось линейное приближение. Для определения состава иловых вод и расчетов диффузионных потоков по закону Фика ($J_{ив}$) колонку осадка отбирали в начале эксперимента рядом с боксами и сразу после окончания эксперимента непосредственно из-под одного из рабочих боксов. Все образцы воды перед анализом фильтровали через мембранные фильтры Millipore с диаметром пор 0.45 мкм. В боксовой воде исследовали изменения величин pH, щелочности, концентраций растворенного кислорода, сероводорода, фосфатов, аммония, марганца, железа(II), общего растворенного железа и растворенного железа и марганца, связанных в комплексы с органическим веществом морской воды.

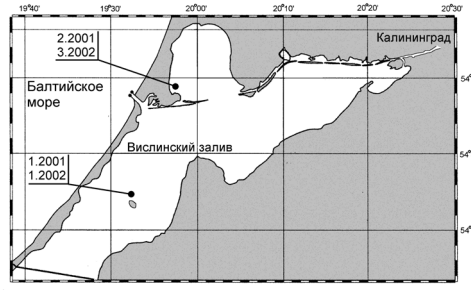


Рис. 1. Схема расположения станций в Вислинском заливе.

Основные различия двух полигонов исследования – в степени биотурбации осадков и содержании в них органического углерода [3, 4]. Станции в районе острова Насыпной характеризуются наивысшей для данного водоема степенью биотурбации осадков – максимальное число ходов и норок; мощность биотурбационного слоя достигает 39 см. Содержание органического углерода на этом полигоне составляет 1-2%. На станциях в Приморской бухте величина $C_{орг}$ достигает 3-5%. Биотурбационная активность наоборот выражена в меньшей степени, мощность биотурбированного слоя осадков составляет 8-9 см.

Кислород. Потоки растворенного кислорода в осадок на станциях 1.2001, 2.2001 и 1.2002 составили 14-18 ммоль/м^{2}сут. Данные значения потоков находятся в рамках величин потоков для окисленных осадков (например, 12-24 в Голубой бухте Черного моря и 3-18 в Финском заливе Балтийского моря [5, 6]). Падение концентрации кислорода за счет дыхания организмов и биогеохимических процессов в изолированной воде фоновых боксов на этих станциях составило 25-57% от падения в рабочих боксах. Это достаточно высокие величины по сравнению с другими бассейнами – максимально 38%, 5-10% в среднем. Видимо, это объясняется высоким содержанием в воде залива, как планктона, так и органического вещества – концентрация органической взвеси в придонной воде составляет 59% от общей взвеси (среднее значение 23.2 мг/л [7]).

На станции 3.2002 величина протока кислорода составила 78 ммоль/м^{2}сут, что соответствует скорости поглощения кислорода сероводородным осадком (50-80, Голубая бухта). Причем в фоновом боксе поток кислорода на данной станции не превышал 10% от потока в рабочем боксе. Видимо, такое интенсивное потребление кислорода происходит из-за разложения органического вещества осадка. Содержание органического углерода составило здесь 5%, что сопоставимо с содержанием в сероводородных осадках Голубой бухты.

Расход кислорода на дыхание бентосных организмов по расчетам составил 87 и 27 % в центральной части залива и в приморской бухте, соответственно [8].

Таким образом, значение потока кислорода, определяющегося

разложением органического вещества осадка, оказывается ниже полученного боксовым методом. А для станции в центре залива расход кислорода на дыхание бентосных и планктонных организмов и на биогеохимические процессы, протекающие в придонной воде, может перекрывать величину потока кислорода, полученную боксовым методом. Причиной этого может быть протекание процесса фотосинтеза в боксах, что уменьшает величину измеряемого потока.

Аммоний. Концентрация аммония в придонной воде Вислинского залива в 3–20 раз выше, чем в Голубой бухте и Финском заливе, что является следствием интенсивных береговых стоков в залив и активных процессов разложения органики. Исходя из полученных ранее результатов для других бассейнов, было найдено, что в кислородных условиях в придонной воде поток аммония отсутствует или его величины не превышают 0.8 ммоль/м^{2}сут [6]. При переходе к бескислородным и сероводородным условиям аммоний начинает активно выделяться из иловой воды в придонную воду (от 2 до 8 ммоль/м^{2}сут). В Вислинском заливе поток аммония был зафиксирован на всех станциях, несмотря на кислородные условия. Величина потока составила 1.9–5.4 ммоль/м^{2}сут, что является типичной величиной в условиях присутствия сероводорода в придонной воде. Максимальная величина потока (21 ммол/м^{2}сут) была найдена для Приморской бухты, станция 3.2002, что видимо объясняется высоким содержанием органического вещества в осадках на этой станции.

Следует отметить, что содержание аммония в иловой воде верхних горизонтах осадка (до 10 см) на станциях 1.2001, 2.2001 и 1.2002 составляло 200–450 мМ, что более типично для сероводородных осадков. На станции 3.2002 эта величина оказалась выше в 3–5 раз (450–2000 мМ), что также является причиной аномально высоких потоков аммония из осадка на данной станции.

Так же как и в случае кислорода, в фоновых боксах происходило изменение (увеличение) концентрации аммония, что привело к потокам аммония за счет разложения органического вещества придонной воды, до 40% от потоков в рабочих боксах.

Фосфаты. Потоки фосфатов из осадка в придонную воду составили 0-0.2 ммоль/м^{2}сут, что является типичной величиной для кислородных бассейнов. В фоновых боксах изменение содержания фосфатов отмечено не было. Возможно, из-за недостатка фосфора в системе, весь выделяющийся при разложении органического вещества придонной воды фосфор моментально поглощался планктоном.

Щелочность. Скорость роста величины щелочности в придонной воде Вислинского залива, 17 ммоль/м^{2}сут, является типичной величиной для окисленных осадков (8–20 для Финского залива и Голубой бухты). Основное отличие – увеличение содержания щелочности в фоновых боксах в Вислинском заливе привело к 60% потока рабочего бокса за счет

разложения органического вещества придонной воды.

Металлы. В кислородных условиях в придонной воде концентрации растворенного марганца(II) и железа(II) обычно находятся на уровне 0.1–0.7 и 0–0.03 мкМ соответственно. В Вислинском заливе эти величины составили 0.2–1.4 и 0.1–0.4 мкМ. Повышенное содержание железа и марганца в воде залива связано с высоким содержанием органического вещества, что приводит к связыванию данных металлов в комплексы и тем самым повышает их растворимость/устойчивость в кислородных условиях. Так же из-за малых глубин возможно восстановление окисленных форм данных металлов под действием света. Содержание марганца(III), связанного в прочные комплексы в придонной воде залива достигало 4 мкМ (не более 2 мкМ, в среднем – 1 мкМ для других бассейнов) и всегда превышало содержание марганца(II).

Ранее было найдено, что поток растворенного железа отсутствует в кислородных условиях (при концентрациях кислорода более 100 мкМ) из-за быстрого окисления железа после его выделения из иловой воды в придонную воду [5]. В Вислинском заливе на всех станциях наблюдалось увеличение концентрации железа в рабочих боксах при концентрации кислорода выше 100 мкМ, что видимо объясняется стабилизацией выделяемого железа при образовании комплексов с органическим веществом придонной воды.

В случае потоков растворенного марганца(II) было найдено, что он определяется, в основном, содержанием марганца в иловой воде верхнего слоя осадка, причем в среднем $J_б/J_{ив}\approx2.4$ [5]. Для Вислинского залива наблюдается такая же тенденция, $2.1<J_б/J_{ив}<3.6$.

Поведение марганца(III) в ходе боксового эксперимента обычно характеризуется уменьшением его концентрации в придонной воде или его содержание остается неизменным. В Вислинском заливе на всех станциях наблюдалось выделение марганца(III) из иловой воды в придонную.

Распределение форм растворенного марганца (двух- и трехвалентного) в иловой воде было впервые исследовано в Вислинском заливе. Максимальные концентрации (6–13 мкМ) наблюдались на глубине 4–6 см, непосредственно над максимумом двухвалентного марганца.

Заключение. При исследовании потоков на границе вода-дно в Вислинском заливе необходимо учитывать процессы, протекающие в придонной воде, которые приводят к завышению реальных значений бентосных потоков, особенно для кислорода, щелочности и аммония. На примере Вислинского залива показано, что выделение железа из иловой воды в придонную возможно и в кислородных условиях, а вклад потока марганца(III) в поток общего марганца может достигать 50%. Влияние величины биотурбации на потоки исследованных элементов выявить не удалось, возможно, из-за сильного различия в геохимических свойствах осадков двух полигонов, что в первую очередь определяет величины

потоков на границе вода-дно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 10-05-00934, 11-05-90706-моб_ст).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вершинин А.В., Розанов А.Г. Результаты исследования химического обмена через границу раздела вода-дно в Геленджикской бухте Черного моря // Океанология. 1999. Т. 39. № 6. С. 849–860.
2. Вершинин А.В., Розанов А.Г. Химический обмен на границе вода-дно в океанах и морях. – М.: Геос, 2002. 162 с.
3. Chechko V.A., Blazhchishin A.I. Bottom sediments of the Vistula lagoon of the Baltic Sea // Baltica. 2002. V. 15. P. 13-22.
4. Ежова Е.Е., Чечко В.А. О зависимости распределения донных организмов от механического состава осадков Вислинской лагуны Балтийского моря // Ученые записки Российского географического общества (Калининградское отделение). Калининград: Изд-во КГУ, 2003. С. 10-20.
5. Pakhomova S.V., Hall P.O.J., Kononets M.Yu., Rozanov A.G., Tengberg A., Vershinin A.V. Fluxes of iron and manganese across the sediment-water interface under various redox conditions // Marine Chemistry. 2007. V. 107/3. P. 319-331.
6. Almroth E., Tengberg A., Andersson J. H., Pakhomova S., and Hall P.O.J. Effects of resuspension on benthic fluxes of oxygen, nutrients, dissolved inorganic carbon, iron and manganese in the Gulf of Finland, Baltic Sea // Continental Shelf Research. 2009. V. 29. P. 807-818.
7. Чечко В.А. Анализ пространственно-временной изменчивости взвешенного вещества Калининградского залива Балтийского моря // Водные ресурсы. 2002. Т. 29. № 4. С. 425-432.
8. Юдин М.В., Ежова Е.Е., Полунина Ю.Ю., Вершинин А.В., Розанов А.Г. Исследование потоков растворенного кислорода через границу раздела вода-дно в Вислинском заливе Балтийского моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С. 360-365.

During benthic fluxes investigations in the Vistula Lagoon it was found that biogeochemical processes in the bottom water could contribute up to 60% to the fluxes magnitude measured by chamber technique because of high content of organic matter and biological activity in the Lagoon waters. Experiments with blank chamber are required in such conditions. By the example of Vistula Lagoon it was shown that iron release from the power water is possible under oxic conditions in the bottom water and manganese (III) could contribute up to 50% to the total dissolved manganese flux from the sediment. Effect of sediment bioturbation was not clearly observed because of difference in geochemical sediment types in two studied polygons that determine magnitudes of benthic fluxes in the first place.

Попова С.А., Макаров В.И., Куценогий К.П.
(Институт химической кинетики и горения СО РАН, Новосибирск, popova@kinetics.nsc.ru)

Распределение элементного (сажевого) углерода в атмосферных аэрозолях над водной поверхностью и прибрежной зоной Белого моря и континентальной территорией

Popova S.A., Makarov V.I., Koutsenogii K.P.
(Institute of Chemical Kinetics and Combustion SB RAS, Novosibirsk)

Distribution of elemental carbon (soot) in atmospheric aerosols above a water surface and a coastal territory of the White Sea and continent

Элементный углерод (EC) является важным химическим компонентом атмосферного аэрозоля. Под понятием элементный углерод подразумевают светопоглощающий углерод, который в ряде публикаций указывают как "чёрный углерод" (black carbon) или "сажа". Основными источниками поступления частиц сажевого углерода в атмосферу являются неполное сгорание жидких и газовых топлив и горение биомассы (лесные пожары и контролируемые выжигания). Сажевый углерод сильно поглощает солнечную радиацию и влияет на радиационный режим атмосферы.

В 2004-2006 гг. проводились измерения EC над водной поверхностью Белого моря (экспедиции на НИС " Профессор Штокман"), в прибрежной зоне (биостанция "Картеш"), а также на метеостанции в г. Архангельск. В 2003 г. на о. Мудьюг (64°N 40°E) проводились сезонные измерения элементного углерода. Помимо этого, с 1997 г. на территории Западной Сибири проводятся регулярные измерения химического состава атмосферных аэрозолей. Точки отбора включали разные зоны: Заполярье (п. Самбург 67°N, 78°E), лесотундровая зона (п. Красноселькуп, 65°N, 83°E и Тарко-Сале, 65°N, 78°E), лесостепная зона (п. Ключи, Новосибирская область, г. Новосибирск 55°N, 84°E); степная зона (п. Карасук, Новосибирская область, 54°N, 78°E). Таким образом, накоплен большой экспериментальный материал о химическом составе, в частности, о содержании элементного углерода в аэрозолях различных регионов.

Отбор приземных аэрозолей осуществлялся путем прокачки воздуха насосом с объемной скоростью 8–13 $м^3$/ч через химические бумажные фильтры типа АФА-ХА-20 в течение суток. Серия наблюдений составляет 30 суток. В каждой пункте отбиралось по одной серии в каждом сезоне года (4 серии в год).

Измерение концентраций сажевого углерода проводилось термическим методом (реакционная газовая хроматография). Метод реакционной хроматографии позволял определять содержание органического и

элементного углерода посредством их высокотемпературного разделения в инертной атмосфере. Каждый компонент окислялся до CO_2, конвертировался в CH_4 и регистрировался пламенно-ионизационном детектором. Таким образом, при нагревании пробы (700ºС) в инертной атмосфере испаряются органические смеси и определяются как органический углерод, а элементный – при сгорании в окислительной атмосфере.

По многолетним результатам измерений показано, что вклад элементного углерода от общей массы частиц составляет 5-15%. Наблюдается количественная вариация ЕС в аэрозолях морской, прибрежной и континентальной зон. На рис. 1 в качестве примера показано распределение ЕС в АА, полученное в ходе экспедиции на НИС "Штокман" и одновременного отбора проб на аэрологической станции в г. Архангельск с 11-24 августа 2006 г.

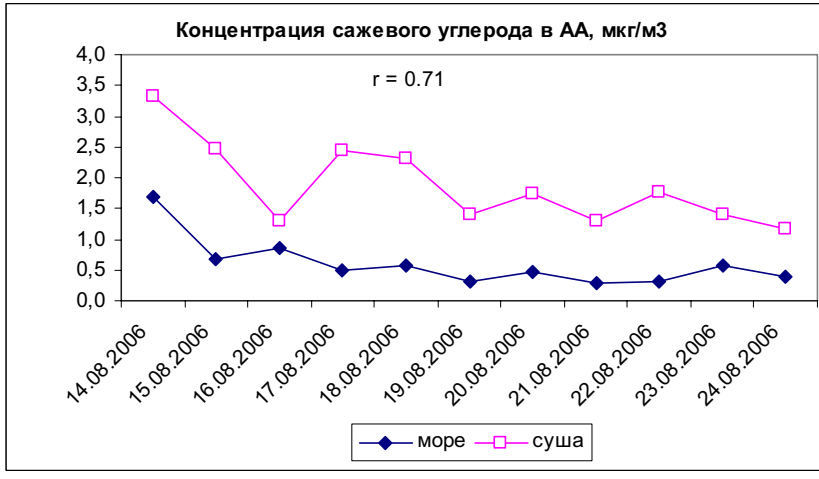


Рис. 1. Распределение ЕС в районе Белого моря

Таблица 1. Сезонная вариация концентраций ЕС (мкг/м^3), измеренных на отдалённых друг от друга точках отбора

время отбора	о. Мудьюг	Карасук	Новосибирск
апрель-май 2004	1.0	3.4	5.4
июнь-июль 2004	1.1	1.0	4.7
сентябрь-октябрь 2004	0.9	1.7	4.0
январь-февраль 2005	3.0	3.0	7.3

Синхронный отбор в разных пунктах отбора позволяет определять и сравнивать уровни эмиссии ЕС на "фоновой" континентальной территории (Карасук), в зоне умеренного влияния человека и в зоне антропогенной

нагрузки (г. Новосибирск). Выяснение источников, определяющих химический состав морской, прибрежной и континентальной зон проводилось с использованием метода обратных траекторий.

The paper considers the daily and seasonal distributions of elemental carbon in atmospheric aerosols of the White Sea and continent. The HYSPLIT model was used to demonstrate the influence transport of air masses on the increase of elemental carbon concentration in atmospheric aerosols.

Романенко Ф.А.
(МГУ, Географический факультет, Москва, faromanenko@mail.ru)

Геоморфологические типы низких берегов Ямала и Тазовского полуостровов и их роль в формировании потока наносов

Romanenko F.A.
(MSU, Geographical department, Moscow)

The geomorphologic types of low coasts of Yamal and Tazovsky Peninsulas and their part in the flow sediments forming

Расчёт величины потока наносов непременно включает в себя объёмы вещества, поступающего в береговую зону с абразионных берегов. Как правило, это берега с относительно высоким (более 2 м) уступом, отделённые от береговой линии сравнительно узкой (до 50, реже до 100 и более м) полосой пляжей или приливных осушек. Они распространены на Ямале (побережье Байдарацкой губы, северо-западное побережье в районе Харасавэя, район полярной станции Марре-Сале) и на Тазовском полуострове (практически весь западный берег севернее мыса Островного). Во время штормов, сопровождаемых нагонами, волны разбиваются здесь об основание уступов, и морская вода приобретает густой кофейный или тёмно-бурый цвет, насыщаясь большим количеством материала различного состава – от алеврито-глинистых фракций до торфа, растительного детрита и даже мелкой гальки и валунов. Большие объёмы материала поступают при этом в Обскую губу с западных берегов Тазовского полуострова, где высокой интенсивности достигают оползневые процессы.

Весь этот материал попадает во вдольбереговой поток наносов и перераспределяется вдоль берега, формируя обширные аккумулятивные образования (косы), вытянутые к югу. Т.е., летом под влиянием преобладающих ветров северных румбов поток наносов направлен на юг не только в Байдарацкой губе, куда не впадает крупных рек (Шараповы, Марресальские кошки), но и в Обской губе, где должно было бы преобладать противоположное направление, так как в неё впадает одна из крупнейших рек мира. Но и здесь большая часть кос причленяется к более высоким берегам с севера – косы Каменная и Марасаля, Халэвнго, мысы Поруй и Белый на Ямале, многочисленные небольшие косы в устьях тазовских рек Хеймпаюты, Лайяхи и др.

Гораздо большую протяжённость имеют низкие берега высотой менее 3 м. Если на западе Тазовского полуострова они распространены в основном в устьях рек и на прилегающих участках небольшой (до 4-5 км) протяжённости, то на Ямальском берегу Обской губы тянутся на сотни километров. Здесь, наоборот, высокие берега распространены очень ограниченно, небольшими фрагментами (например, севернее косы

Марасаля, в районе Хабейяхи, южнее Яптиксале, севернее мыса Лебединого и севернее Саболъяхи) общей протяжённостью 40-50 км (при длине Ямала почти 700 км).

На имеющихся картах [1] большая часть восточного берега Ямала и район мыса Парусного на Тазовском полуострове отнесены к термоабразионному, район мыса Каменного – к аккумулятивному с отмершим клифом и причленённой морской террасой, более южные участки и Ямала и Тазовского – к абразионно-аккумулятивному типам.

Обследованный нами в 2011 г. участок побережья от устья Мядоловаяхи до Нового Порта (рис.1) занят лайдой – низменной абсолютно плоской сильно заболоченной и заозёренной поверхностью высотой до 2 м и шириной до 5 км. Она нарушается лишь редкими округло- и конусообразными холмами и грядами высотой до 5 м и длиной до 50 м, которые на картах называются «ледяными буграми». Нам они представляются скорее термоэрозионными и термоабразионными останцами, т.к. сложены не лайдовыми осадками, а песками и суглинками, слагающими более высокие геоморфологические уровни.

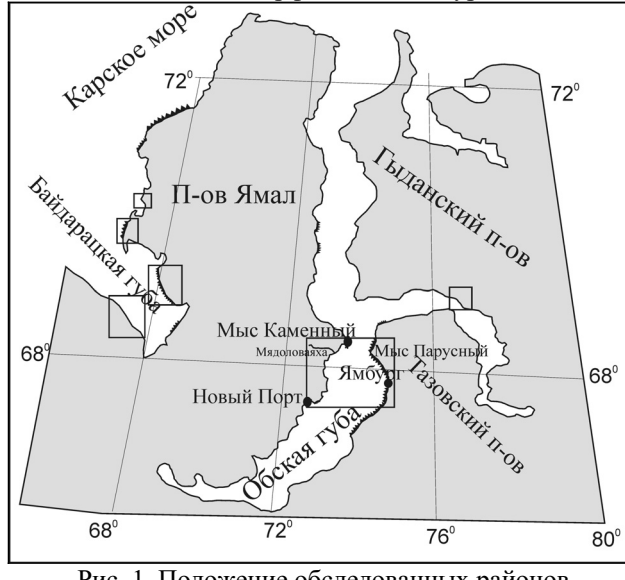


Рис. 1. Положение обследованных районов

В строении лайды вскрываются переслаивающиеся песчано-глинистые осадки с прослоями торфа и растительного детрита. В некоторых разрезах преобладает торф, в некоторых - песок. Пески хорошо сортированы, окатаны, отмыты, имеют кварц-полевошпатовый состав, тёмноцветные минералы практически отсутствуют. Бурые суглинки часто опесчанены. Прослои торфа мощностью до 0,3 м часто оглинены и постепенно переходят

в основании разреза в сизые плотные суглинки или пылеватые пески. Глубина протаивания не более 0,5-0,6 м, криогенная текстура суглинков преимущественно линзовидно-шлировая, торфа и песка – массивная или линзовидная.

Аналогичный разрез имеет и широкая лайда, детально изученная нами на ямальском берегу Байдарацкой губы к северу от устья Яраяхи (сейчас её облик практически полностью изменён строительством – с осени 2007 г. идёт прокладка магистрального газопровода через Байдарацкую губу). Здесь лайда имеет немного большую (до 4 м) высоту, но несколько иной облик – вся её поверхность представляет собой настоящие «кружева» из небольших озерков и разделяющих их полосок грунта. Подошва слагающих лайду оторфованных сизо-бурых суглинков и песков находится ниже уровня моря. Они перекрыты плотной мохово-осоковой дерниной, начавшей формироваться, по данным радиоуглеродного датирования, около 1000 радиоуглеродных лет назад, т.е. примерно в 970-1180 гг. Характерно, что на байдарацкой лайде, несмотря на неоднократно наблюдавшиеся нами штормовые нагоны, следы абразии единичны, т.к. с моря она прикрыта песчаным баром. Тем не менее, иногда на пляже встречаются размываемые пласты более древнего торфа, возраст которого колеблется от 1390±100 (ГИН-8552) до 3850±40 (ГИН-8551). Аналогичная картина обнаружена нами и на Восточном Ямале в 3 км севернее мыса Сетного – на высоте 40 см над урезом в уступе пляжа вскрывается прослой тёмно-бурого торфа, лежащий на плотном пылеватом песке, и это единственное место на всём аккумулятивном участке, где хорошо видны следы размыва.

Лайда на Восточном Ямале отличается наличием не менее двух береговых валов высотой до 0,6-0,8 м над основной поверхностью, подчёркнутых густыми зарослями ивы. С мористой стороны она обрывается к морю либо малозаметным (до 0,8 м) уступом, обычно замаскированным растительностью, либо отчленяется от воды песчаным пляжем шириной до 5 м. Ниже лежит широкая (до 500 м) песчаная осушка с волновой рябью, часто покрытая водной растительностью. Осушка абсолютно плоская и протягивается до параллельного берегу берегового бара, лежащего примерно в 200-400 м от береговой линии. И только за баром глубины увеличиваются.

Таким образом, не проводя полевых наблюдений, можно сделать вывод, что восточный берег Ямала имеет аккумулятивный характер. Действительно, состав осадков говорит о непрерывном их накоплении в течение длительного времени (3-5 тыс.лет, по аналогии с берегами на Байдарацкой губе).

Тем не менее, этот участок берега имеет хорошо выраженный абразионный характер. Высота приливов здесь не превышает 0,5 м (в районе мыса Каменного – до 70 см), и при среднем уровне моря берег развивается в условиях равновесия – формируется пляж, осушка зарастает,

на поверхности лайды продолжается торфо- и сапропеленакопление. В море при этом поступает сравнительно небольшое количество материала, в основном за счёт выноса реками.

Эта картина коренным образом меняется при штормовых нагонах, связанных с усилением господствующих летом ветров северных румбов. Уже при скоростях 8-10 м/сек уровень моря начинает повышаться, а ветер 12-15 м/сек вызывает быстрый подъём воды на 1 м и более, при этом вдоль берега Восточного Ямала затапливаются огромные площади. Район мыса Сетного превращается в бухту, где над водой остаются только небольшие по площади гряды, где традиционно (именно по этой причине) ставят своим чумы местные жители. Одновременно катастрофически возрастает интенсивность абразии – низкий берег превращается в арену сплошного размыва, отступая со скоростями иногда до нескольких метров за один шторм. Так, осенний шторм 2010 г. вызвал отступание берега до 10 м (по расспросным данным), и если бы не густая ивовая растительность, то и на большее расстояние.

Поступающие при этом в море песок, ил и органические остатки перераспределяются вдоль берега, и при спаде воды откладываются в прибрежной части осушек, перекрывая их слоем до 0,4 м толщиной и превращая в вязкие топи. При новом шторме они вновь пополняют поток наносов.

Значительные объёмы материала остаются на поверхности лайды в виде штормовых выбросов, обогащённых также стволами плавника, пластиковыми бутылками, бочками и иным мусором, падающим в губу при подмыве берегов. При этом в формировании контура берега значительную роль играет растительность – плотные заросли ивы укрепляют берег корнями, а луговые участки, открытые волнам, превращаются в бухты. Аналогичную роль играют плотные кочки – куртины луговой растительности. Море размывает пространства между ними, превращая берег в труднопроходимые хаосы кочек высотой до 1 м, и заболоченных участков в волновой тени, где при малой воде накапливаются алеврито-глинистые частицы с растительным детритом глубиной до 0,5 м и более. При высокой воде, наоборот, в этих бухтах идёт самый интенсивный размыв и именно по ним волны проникают на наибольшее расстояние вглубь суши, выбрасывая на неё значительные массы песчаного и органического материала. И практически весь берег (там, где нет пляжей) имеет очень неровные, изрезанные очертания при кажущейся внешней прямолинейности.

Его разрушению сильно способствует и эрозия. Выбрасываемая штормом на берег вода стекает обратно в море, формируя системы субпараллельных ложбин глубиной до 0,5-0,7 м. Они имеют слабоизвилистые очертания и разделяются гребнями шириной до 5-10 см, из-за чего такие прибрежные участки имеют вид «бедленда».

Таким образом, низкие берега, которые ранее объединяли в группу аккумулятивных с отмершим клифом и причленённой современной морской террасой, имеют существенно более сложный режим и их можно разделить на несколько типов:

- аккумулятивные берега с береговыми барами, отчленяющими низкие лайды, затапливаемые при нагонах, но относительно стабильные (Байдарацкая губа севернее устья Яраяхи, восточный берег Ямала южнее мыса Сетного);
- аккумулятивные берега с низкими аллювиально-дельтовыми террасами, распространённые в устьях рек Тазовского полуострова и относительно стабильные, выдвигающиеся в море за счёт выноса материала реками;
- аккумулятивные берега с широкими осушками, системой подводных береговых баров, испытывающие в настоящее время интенсивный размыв во время штормов и нагонов (берег от мыса Каменного до мыса Сетного).

Их роль в накоплении и перераспределении наносов оказывается велика, так как они в изобилии поставляют его при штормах и нагонах и ослабляют, накапливая при падении уровня. Часть таким берегов, которые традиционно считаются аккумулятивными, оказываются абразионными. Можно предполагать, что в позднем голоцене общая тенденция развития низких берегов Ямала и Тазовского неоднократно изменялась: процессы аккумуляции, преобладавшие 4-1 тысячу лет назад, сейчас сменились процессами абразии, активизация которых обусловливается регулярными штормами и нагонами, коренным образом меняющими облик берегов.

Работа выполняется при поддержке РФФИ (проект № 11-05-01044).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.

There has been shown the important function of the low coasts in the redistribution of the flow sediments. The low coasts disintegrate intensively during storms and with high-water level and accumulate the material with low level. Considerable part of the coasts with wide tidal-flats is abrasion and not accumulative. The accumulation processes which dominated mostly 4-1 thousand years ago now have been replaced by abrasion.

Сивков В.В.
(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, sivkov@kaliningrad.ru)

Условия современного осадконакопления в Юго-Восточной Балтике: седиментосистема Гданьского бассейна

Sivkov V.V.
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Atlantic Branch, Kaliningrad)

Condition of recent sedimentation in the South-Eastern Baltic: Gdansk Basin sedimentation system

Балтийское море является гигантским эстуарием, в рельефе дна которого выделяется несколько бассейнов. В последнее время Гданьский бассейн, занимающий юго-восточную часть моря, привлекает особое внимание в связи с разведкой и добычей углеводородов (Польша, Россия). Основные представления о современных процессах седиментации в Гданьском бассейне сложились в 60-90-е годы прошлого века [1, 2]. При этом гидрологические и гидродинамические условия седиментации были изучены фрагментарно. В последнее десятилетие, во многом благодаря экологическому мониторингу Кравцовского нефтяного месторождения (ООО «ЛУКОЙЛ-КМН») и реализации ряда международных научных проектов, был накоплен массив данных, позволяющий существенно уточнить условия седиментации в бассейне.

Гидрологическая структура. Гданьский бассейн в отличие от других бассейнов Центральной Балтики испытывает большое влияние рек, в частности, р. Вислы – второй по величине стока в Балтийское море реки. Годовой сток из Куршской и Вислинской лагун и р. Вислы в Гданьский бассейн оценивается в 55,1-59,4 км^3, т.е. > 12% общего стока Балтики, тогда как площадь его акватории составляет около 5% от площади Балтийского моря [3].

С началом осеннего охлаждения в результате конвективного перемешивания начинает формироваться верхний квазиоднородный слой (ВКС). Максимальной интенсивности конвекция достигает в январе или в феврале, и продолжается до установления минимальных поверхностных температур (март). В результате конвекция формирует 50-60 метровый однородный по температуре и солености слой. С началом весеннего прогрева у берега образуется термобар, существующий до тех пор, пока на всей акватории поверхностная температура не станет выше температуры наибольшей плотности (апрель) и повсеместно начнет формироваться холодный промежуточный (на мелководье – придонный) слой (ХПС), толщина которого постепенно уменьшается к августу (до 10-15 м). От поверхностного слоя ХПС отделяется сезонным термоклином (пикноклином). Увеличение глубины залегания термоклина и возрастание в

нем вертикальных градиентов температуры происходит по мере летнего прогрева до достижения на поверхности температурного максимума (август). С началом осеннего охлаждения опускание термоклина продолжается, и в октябре-декабре он достигает глубины слоя 50-60 м. С января по март на всей акватории Гданьского бассейна устанавливается обратная стратификация (ХПС размыт). Температура и соленость Гданьского бассейна подвержены значительным межгодовым колебаниям: в верхнем слое за счет изменения тепловых процессов в системе море-атмосфера или составляющих пресноводного баланса, а в придонном – за счет адвекции вод из Северного моря.

Течения. Течения Балтийского моря представляют собой сложный многокомпонентный (полициклический) процесс, обладающий существенной нестационарностью [3]. Ветровые течения развиваются в верхнем (экмановском) слое моря до зоны сезонного термоклина в теплый период и до пикноклина (галоклина, главного термоклина) в холодный период года. Из-за незначительной глубины Балтийского моря эффект ветрового воздействия на водную толщу очевиден, а часто имеет определяющее значение. Результаты радиолокационных съемок с берега Куршской косы показали, что поверхностные прибрежные течения быстро реагируют на изменение параметров ветра, в первую очередь на изменение направления ветра, а потом на его скорость. На глубоководной части шельфа, в 8-10 км от берега и далее, поверхностные течения ориентируются вдоль действующего ветра независимо от экспозиции береговой линии. Преобладающие скорости поверхностных течений при умеренных и штормовых ветрах находятся в интервале 20-50 см/с. На удалении примерно 10 км от берега возрастает вероятность возникновения вихревых образований, главным образом при вдольбереговых ветрах скоростью менее 8 м/с. Благоприятные условия для генерации мезомасштабных (синоптических) вихрей в восточной части Гданьского бассейна часто возникают у Куршской косы и, особенно, у мыса Таран – в районе с резким изгибом береговой линии и крутым подводным склоном [10].

Многолетние (2005-2010 гг.) измерения течения с помощью донного ADCP в фиксированной точке на прибрежном мелководье восточной части Гданьского бассейна (глубина 30 м, 22 км от берега) показали, что скорость течений не превышала 20 см/с. Средняя ее величина у поверхности моря составила около 10-12 см/с, в придонном слое – 6-10 см/с. При ослаблении ветра, имевшего определенное направление и интенсивность в продолжение нескольких суток, развиваются петлеобразные инерционные течения. Ветер скоростью более 12 м/с и преобладающим направлением СВ или ЮЗ румбов определяет устойчивое направление течения (такие ветры отмечаются преимущественно с ноября по февраль). Уменьшение скорости ветра до 7-8 м/с и менее вызывает замедление течения и изменение его направления под действием инерционных сил, что приводит к

возникновению инерционных колебаний. Выявлено влияние вертикального плотностного расслоения водной толщи на формирование вертикальной структуры течений. Вместе с тем, прохождение интенсивного ветрового возмущения (циклона) может вызывать локальное циркуляционное течение, однородное по глубине.

Прибрежные апвеллинги в Балтийском море имеют, как правило, ограниченные размеры и малое время жизни, что затрудняет их исследование. Механизм возникновения апвеллинга связан, в основном, со сгонным экмановским эффектом, возникающим при интенсивном вдольбереговом ветре благоприятного направления. Менее интенсивные апвеллинги наблюдаются также при сгонных ветрах (перпендикулярных береговой черте) на мелководье.

Кислород. Стратификация вод, ослабляет вертикальный обмен и, как следствие, частота, распространение и продолжительность бескислородных условий во впадинах моря определяются динамическим балансом между вентиляцией глубинного слоя затоками североморских вод и биохимическим потреблением кислорода на окисление органического вещества. Потребление кислорода в глубинных водах выше, чем его поступление из поверхностных вод, что приводит к постепенному ухудшению их кислородного режима. Холодные, обогащенные кислородом «зимние» воды поступают в Гданьскую впадину в апреле-сентябре и октябре-феврале. При больших затоках североморских вод происходит вентиляция придонного слоя всего Балтийского моря, а при малой величине затока во впадинах у дна создаются анаэробные условия, вплоть до образования сероводорода [4]. В связи с дефицитом кислорода у дна для Гданьской впадины характерен восстановительный тип диагенеза осадков [6].

Прибрежная литодинамика. Преобладание в общем балансе осадочного вещества продуктов абразии берегов и эрозии дна, а не речных выносов, является важной отличительной чертой Гданьского бассейна [1]. Это обусловлено, во-первых, тем, что профиль динамического равновесия дна для современного уровня моря здесь еще окончательно не выработан, а во-вторых, тем, что Вислинская и Куршская лагуны являются естественными «ловушками» осадочного материала, поставляемого реками. Несмотря на то, что большая часть подводного склона Самбийского полуострова покрыта валунно-глыбовой отмосткой, огромная площадь, подвергаемая абразионному воздействию волнения до глубин 14-15 м и более, приводит к тому, что он является лидирующим поставщиком рыхлого материала для питания потока наносов. Песок, вымытый из обвалившегося грунта береговых уступов, вовлекается волнами и течениями в поперечные (на берег и с берега) и продольное (вдоль берега) перемещение наносов, особенно активные во время штормов. Мощность поперечных миграций наносов на порядок превышает мощность среднемноголетнего их вдольберегового потока. Основной вдольбереговой

перенос осадочного материала происходит до глубин 8-10 м, а мористая граница переноса находится за пределами 15-метровой изобаты [10]. Тонкий илистый материал, который легко взмучивается и долго не оседает, уносится течениями в море и откладывается на больших глубинах, где в составе донных отложений начинают преобладать алеврито-пелитовые фракции. Таким образом, в зоне волновой переработки, т. е. в прибрежной зоне седиментации (первая механическая барьерная зона по Емельянову, [5]), происходит интенсивная механическая сепарация полидисперсных твердых частиц. В результате у берега на малых глубинах накапливаются пески, мористее – крупные алевриты.

Сонарное профилирование позволило обнаружить широкое развитие размыва дна на подводном склоне прибрежной зоны. У корневой части Куршской косы на глубинах моря 10-15 м отмечены выходы на поверхность дна плотных слоистых глин. Это «листоватые» лагунные илы голоценового возраста, которые подвержены активному гидродинамическому воздействию. Подводные выходы коренных пород на поверхность дна наблюдаются преимущественно по периферии Самбийского полуострова. Эти выходы, хотя и многочисленны, но довольно локальны. На большей части площади они перекрыты глыбовыми развалами, валунно-галечными отложениями и несортированными песками различной зернистости.

Динамика взвешенного осадочного вещества в открытом море. За пределами зоны волновой переработки (глубины 40-80 м) осадочный (алевритово-пелитовый) материал практически не откладывается и проходит эту зону транзитом, чтобы опуститься ко дну уже в Гданьской впадине. Гидродинамическая энергия резко уменьшается в галоклине. Здесь на границе смены обломочных осадков глинистыми – вторая механическая барьерная зона [5] – происходит резкое уменьшение содержания одних элементов и возрастание других, а также смена их минеральных форм: уменьшение обломочных и увеличение сорбированных и гидрогенных.

Гранулометрический состав взвеси. Более 90% водной взвеси, как правило, составляют частицы размером <0,01 мм. Вынесенный в море полидисперсный терригенный материал теряет наиболее грубую часть в прибрежной полосе. Общей чертой гранулометрического состава взвеси разного происхождения является закономерное увеличение количества частиц с уменьшением их размера в соответствии с гиперболической функцией Юнге. В Балтийском море гиперболическая компонента распределения частиц взвеси по размерам относительно постоянна в сезоны различной биологической активности [9]. Она описывает распределение по размерам минеральных и органических частиц взвеси, находящихся под влиянием стационарных физических и химических процессов. Отклонение реальных распределений от гиперболической функции вызывается различием механизмов трансформации размера частиц на разных участках размерного спектра и гетерогенностью гранулометрического состава взвеси,

в частности, во время сезонов высокой биологической активности, и это связано с возрастанием численности фитопланктона различных видов.

При осаждении происходит трансформация исходного гранулометрического состава взвеси, связанная, главным образом, с процессами растворения и механического распада нестойких частиц. Все биогенные частицы нестойки в океанской воде, а с уменьшением их размера резко увеличивается поверхность взаимодействия с окружающей средой и уменьшается степень их сохранности. В то же время для мелких, практически не оседающих частиц существенное значение приобретают процессы агрегирования за счет коагуляции и биофильтрации.

Зимой наиболее стабильные распределения частиц по размерам существуют в ВКС (глубина 60-70 м) [9]. Концентрация относительно крупных частиц (>10 мкм) мало меняется по всей глубине моря. В июне в ВКС на фоне гиперболического распределения частиц по размерам отмечается выраженный пик вблизи 6 мкм, который сглаживается в конце лета. Его происхождение связано, по-видимому, развитием определенных групп фитопланктона (сине-зеленые?). В ХПС распределения имеют «неправильную» форму, которая, однако, сильно уменьшается после осреднения, что указывает на большую роль случайного фактора в противоположность распределению частиц в ВКС. В придонном слое (ниже галоклина) вид летних распределений практически не отличается от вида зимних.

Концентрация взвеси. На поверхности моря Гданьского бассейна отмечаются более высокие концентрации взвеси по сравнению с центральной частью Балтийского моря. На распределение взвешенных веществ большое влияние оказывает сток р. Вислы. Направление, дальность распространения, глубина проникновения мутных и распресненных вислинских вод зависят, в основном, от объема стока и анемобарических условий. Весной, во время половодья вислинские воды охватывают почти весь Гданьский залив и могут выходить за пределы залива. При этом мощность поверхностного слоя вод, подверженного влиянию вислинского стока, не превосходит нескольких метров. Зона перемешивания речных вод имеет правостороннюю асимметрию по отношению к устью р. Вислы, что связывают с силой Кориолиса и преобладанием западных ветров. В районе Куршской косы значительная часть взвеси связана с водами Куршского залива (лагуны). Мутные лагунные воды (концентрация более 10 мг/л) прослеживаются в поверхностном слое моря на расстоянии до 30-35 км от Клайпедского пролива, а в придонном слое – до 5 км. Такой же фронт стоковых вод Вислинского залива на выходе из Балтийского пролива образует значительно менее мощную струю мутных вод – протяженностью около 5 км при ширине менее 1 км.

Хотя биогенная взвесь не играет заметной роли в балансе донных осадков Гданьского бассейна, но она часто доминирует в вещественном

составе взвеси, а биопродуцирование является важнейшим процессом, определяющим скорость седиментации осадочных частиц (биоседиментации). Основным поставщиком биогенной взвеси (детрита) является зоопланктон. Принадлежность Балтийского моря к умеренному климатическому поясу обусловливает значительную сезонную динамику планктонного сообщества.

В зимний сезон в ВКС наблюдаются низкие концентрации взвешенных частиц. Это объясняется зимними минимумами биологической активности и поступления терригенного вещества. В глубинном слое (ниже галоклина) отмечается резкое возрастание концентрации взвеси с глубиной. Летом ВКС характеризуется ростом концентрации частиц от поверхности в направлении термоклина, где возникает резко выраженный максимум. Более высокие концентрации отмечались только в прибрежной зоне. В конце лета максимум концентрации поднимается от термоклина к поверхности. ХПС представляет собой наиболее «чистую» воду. Концентрация взвеси в нем даже ниже, чем зимой. Это объясняется продолжающейся седиментацией частиц из слоя и ослаблением поверхностного источника за счет барьерной роли термоклина, создающего вертикальный градиент плотности вод (пикноклин). Ниже галоклина летние концентрации и распределение частиц по глубине практически не отличаются от зимних. По данным фильтрационного метода концентрация взвеси может составлять в ВКС 0,4-22,4 мг/л, в ХПС – 0,2-2,8 мг/л, в глубинных слоях – 0,3-11,4 мг/л [7].

Придонное скопление взвеси (придонный нефелоидный слой), ограниченное сверху галоклином, характеризуется чередованием резко выраженных максимумов (пиков) и фоновых значений концентрации взвеси (светорассеяния). Тонкая слоистость вертикального распределения взвеси в придонном слое Гданьской впадины может иметь геохимическую природу, связанную с существованием окислительно-восстановительного барьера [8]. Пики концентрации могут быть и следствием ресуспензии (взмучивания) осадков под воздействием течений и «внутриволнового прибоя» на склонах впадины. По аналогии с придонным нефелоидным слоем, находящимся под гидродинамическим влиянием галоклина, могут возникать и приповерхностные (промежуточные) нефелоидные слои. Это происходит в результате воздействия на донные осадки сезонного термоклина.

Таким образом, сложившаяся в настоящее время высокая обеспеченность данными по гидрологии, гидрохимии и седиментологии позволяет перейти к изучению Гданьского бассейна как региональной седиментосистемы мелководного внутриматерикового моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Процессы осадконакопления в Гданьском бассейне (Балтийское море). Отв. ред. Е.М. Емельянов, К. Выпых. М.: Институт океанологии им П.П. Ширшова АН СССР, 1987. 273 с.

2. Emelyanov E.M. (ed.). Geology of the Gdansk Basin. Baltic Sea., Kaliningrad, “Yantarnyj skaz, 2002. 496 p.
3. Гидрометеорологические условия. Проект «Моря СССР» Т.III. Балтийское море. Вып. 1. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 450 с.
4. Гидрохимические условия и основы формирования биологической продуктивности. Проект «Моря СССР» Т.III. Балтийское море. Вып. 2. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. 435 с.
5. Емельянов Е.М. Геохимические барьеры и барьерные зоны и их роль в седиментогенезе // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986а. С. 5-25.
6. Емельянов Е.М. Геохимия взвеси и осадков в Гданьском бассейне и процессы седиментации // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М., Наука, 1986б. С. 57-114.
7. Емельянов Е.М., Стрюк В.Л., Тримонис Э.С. Распределение взвеси в Гданьском бассейне // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986в. С. 45-57.
8. Емельянов Е.М., Стрюк В.Л., Тримонис Э.С., Пенхажевский К., Пенхажевская Э. Количественное распределение взвеси и некоторых микроэлементов в водах Гданьского бассейна // Процессы осадконакопления в Гданьском бассейне (Балтийское море). 1987. С. 66-95.
9. Jonasz M. The particle size distribution in the Baltic // Proceedings of the XIII Conference of Baltic oceanografers. Helsinki, 1982. V. 2. P. 402-429.
10. Бабаков А.Н. Пространственно-временная структура течений и миграций наносов в береговой зоне юго-восточной Балтики (Самбийский п-ов и Куршская коса). Дисс. канд. геогр. наук. Калининиград. Географ. фак-т. КГУ, 2003. 273 с.

A lot of new data on sedimentation conditions (hydrology, hydrochemistry, sedimentology) in the SE Baltic were received during last decade. Their summarizing let to consider Gdansk Basin as regional sedimentological system.

Синицына Н.Н.
(Украинский морской институт, Севастополь)

Теоретическое моделирование потоков седиментационных облаков

Sinitsina N.N.
(Ukraine Marina Institute, Sevastopol)

Theoretical modeling of sedimental clouds streams

Рассмотрены два вида потоков осаждающихся частиц. Первый поток - простое оседание частиц, например песчинок, в поле сил тяжести. Второй вид потоков обусловлен направляющей силой придонного сноса, перемещения осадка в виде неких струй.

Этот тип задач навеян интересными фактами исследований Онищенко Э.Л., Анцыферова [1] об осаждении твердых частиц в седиментационных сосудах; Буевича [2] о пульсациях в потоках мелкодисперсных суспензий; Гольдберга и др. [3] о самоочищении шельфовых вод.

В настоящей работе предложены возможные механизмы формирования пространственно-временных форм организации распределения осаждаемых частиц на основании гидродинамических законов, гетерогенность и фрактальность этих форм, основная проблема их параметризации рассматриваемых процессов. В толще воды могут встречаться следующие случаи оседания частиц:

- облака, существенно различающиеся по форме (протяженные по вертикали, или горизонтали, плоские, цилиндрические, сферообразные, в виде замкнутых и незамкнутых одинарных цепочек, падающих в вертикальной или горизонтальной плоскости);

- гранулы могут быть различных размеров, но одинаковых по плотности материала, или же, наоборот, одинаковых по размеру и одновременно различающихся по плотности; или же различные сочетания этих условий. Вопрос влияния формы отдельных гранул и их вращения на совокупное движение в жидкости не рассматривается, так как форма принимается одна и та же - сферическая, влиянием вращения вокруг собственной оси пренебрегается.

Приведем рисунки модельных расчетов перемещения отдельных облаков частиц. Первым рассмотрим облако из 128 частиц, упакованных в толстостенный восьмислойный цилиндр. Состоит такой цилиндр из следующих простых структур рисунка 1:

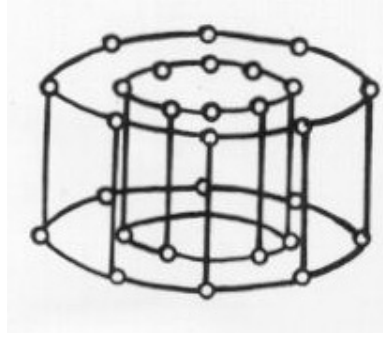


Рис. 1. Ячейка толстостенного цилиндра. Все соединяющие частицы линии условны и лишь показывают пространственную структуру облака осаждающихся частиц. Чтобы получить восьмислойный цилиндр, нужно по вертикали сложить четыре таких фигуры. Просчитано, как будут двигаться в совокупности эти частицы и оседать на дно

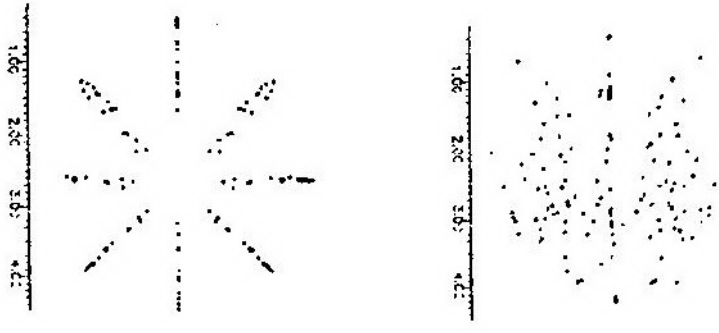


Рис. 2. Толстостенный восьмислойный цилиндр (128 частиц.). На рисунке мы видим совокупную проекцию всех ста двадцати восьми частиц на горизонтальную плоскость. Справа, начальный момент времени, слева – завершающий. Расчет производился с учетом наличия объёма и плотности материала песчинок, условно считая сами частицы сферическими, что не разрушает общности. И основное, что все происходит в трехмерном пространстве

Мы знаем, что экспериментальный вычислительный аспект возникает, когда рассматривается проблема измерений. Любой модельный расчет дает большое количество данных. Поэтому требуется экспериментальный подход для получения результатов в удобной для анализа форме. Графика, применяемая здесь, позволила обнаружить сравнением с известными данными песочные вихри в жидкости (Longmire at al [4], здесь Рис. 3.), и фигуры, (Рис. 2) образуемые рукавами частиц, оседающих вытянутым

"веретеном". Что наталкивает на мысль о вихреобразности структур, достаточно долгое время поддерживающих "веретено" в пространстве и не позволяющих ему размываться в пространстве.

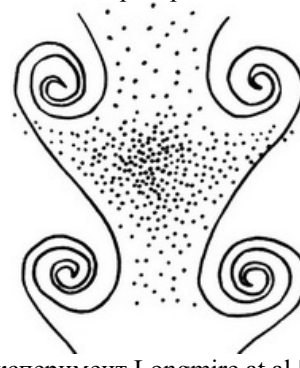


Рис. 3. Струйный эксперимент Longmire at al [4]. Характер рисунка совпадает с рисунком горизонтальных проекций оседания 128 частиц, первоначально помещенных, в двойной цилиндр (две стенки); частицы оседают вытянутым по вертикали "веретеном", а на горизонтальной плоскости образуют фигуру, аналогичную части приведенной струи Longmire at al.

В данном случае исследуется осаждение конструкции частиц, первоначально лежащих на поверхности двух коаксиальных цилиндров из восьми слоев. Целью этого исследования явился поиск закономерностей оседания частиц с регулярной вертикальной сеткой. Так как процесс осаждения заранее неизвестен, неизвестны и ожидаемые параметры и явления, используется графическое представление численных результатов, полученных методом Струминского-Батчелора [5, 6, 7]. Это представление позволяет увидеть, на чем необходимо сконцетрировать внимание, выявить основные закономерности движения.

Наблюдения показали изменения пространственной конфигурации совокупности частиц со временем. Частицы, находящиеся вначале на вложенных трубках, образуют веретенообразную устойчивую конструкцию, вытягивающуюся вдоль гравитационного ускорения. Сам график растяжения облака не представляем. Это "веретено" состоит из групп простейших осцилляторов, многочастичных торов, позднее и из отслоившихся отдельных невзаимодействующих пар (в проекции устойчивые плоские квадраты, перпендикулярные линии движения).

По мере оседания возникают ситуации общей перестройки совокупности частиц. Одни осцилляторы и торы [8] меняются на другие. Первоначально частицы внутреннего цилиндра падают внутрь внешнего цилиндра, как это бывает в парашютном спорте при подсидке на ниже перемещающегося парашютиста, когда парашют последнего схлопывается, приводя к

катастрофе. Рассматривая скорость уширения трубки веретена и ее удлинения, можно ввести параметр, равноценный коэффициенту горизонтальной и вертикальной диффузии.

Укажем кратко, что в плоском случае восьмислойной структуры прослеживается более быстрое реагирование частиц, на действие силового поля и разрушение плоского облака частиц, как системы.

В заключение приведем рисунок поворота облака осаждающихся частиц под действием плоского потока. Результат завораживает, наличие направляющей силы горизонтального потока наносов еще более структурирует уже имеющиеся облака осаждающихся частиц [9].

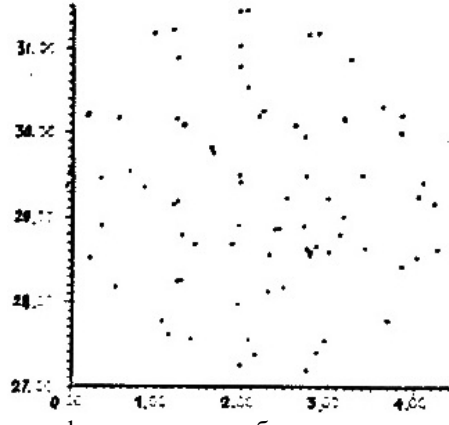


Рис. 4. Поворот сфероидального облака песчинок под действием дополнительной горизонтальной силы, еще более структурирующей это облако

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Онищенко Э.Л., Анцыферов С.М., Об осаждении твердых частиц в седиментационных сосудах // Метеорол. и гидрология. 1986. № 4. С. 94-103.

2. Буевич Ю.А. Внутренние пульсации в потоках мелко- дисперсных суспензий // Мех. жидк. и газа. 1993. № 3. С. 91-100.

3. Гольдберг Г.А., Зац В.И., Ациховская Ж.М. и др. Моделирование процессов самоочищения вод шельфовой зоны моря. ИнБЮМ АН УССР, Севастополь. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 232 с.

4. Longmire E.K.,Eaton J.K.. Structure of a particle-laden round jet // J.Fluid Mech. 1992. V. 236. P. 217-257.

5. Струминский В.В., Гуськов О.Б., Кульбицкий Ю.Н. Гидродинамика дисперсных и газожидкостных потоков // ДАН СССР. 1984. Т. 278. № 1. С. 65-68.

6. Кульбицкий Ю.Н., Струминский В.В. Общее решение задачи о движении N дисперсных частиц в приближении Стокса. М., Препринт. Изд-во СМНС АН СССР. 1987. № 17. 75 с.

7. Бэтчелор Дж. Введение в динамику жидкости. М., Мир. 1973. 760 с.

8. Синицына Н.Н. Осциллирование в простейших системах частиц, оседающих в безграничной жидкости. Деп. ВИНИТИ, № 806-В94. 1994. Севастополь. МГИ НАН Украины.
9. Синицына Н.Н. Использование метода частиц для исследования движения облаков сфер в жидкости, Канд. диссертация. МГИ НАНУ, ОММИ в Технологич. и эконом. разработках при През. РАН, Каф. Мех. гетер. сред МФТИ. Москва-Севастополь. 1994. 152 с.

Two types of power particle flows were considered. The first type - simple settling of particles, for example sand grains, in the gravity field. The second stream type is to be by sending force of bottom tearing down, moving of sediment as certain streams along the bottom surface. In the present work the possible machineries of forming are offered spatially - temporal forms of distributed organization the settled particles on the hydrodynamic laws foundation; distribution heterogeneity and fractal clouds forms, basic problem of them parametrization of the considered processes.

Graphic presentation of numeral results is used got the Struminsky- Batchelor method. That allows to select the characteristic interesting features of sedimental particle clouds streams motion.

Стародымова Д.П.[1], Шевченко В.П.[1], Замбер Н.С.[2], Покровский О.С.[3]
([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, d.smokie@gmail.com;
[2]Государственный заповедник "Костомукшский", Костомукша, Россия;
[3]Лаборатория "Geosciences Environment Toulouse", Тулуза, Франция)

Поступление тяжелых металлов из атмосферы и элементный состав лишайников Костомукшского городского округа (Северо-Западная Карелия)

Starodymova D.P.[1], Shevchenko V.P.[1], Zamber N.S.[2], Pokrovsky O.S.[3]
([1]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; [2]State nature reserve "Kostomukshsky", Kostomuksha, Russia; [3]Laboratory "Geosciences Environment Toulouse", Toulouse, France)

Atmospheric input of heavy metals and elemental composition of lichens in Kostomuksha District (North-Western Karelia)

Лишайники являются симбиозом гриба и водоросли, не имеют корней и получают питание в основном за счет поступлений из атмосферы [1]. Кроме того, лишайники широко распространены, а некоторые виды лишайников очень устойчивы к условиям загрязненной окружающей среды. Благодаря этому лишайники часто применяются в качестве индикаторов при мониторинге атмосферных загрязнений [1–4]. В Республике Карелия, в том числе в государственном заповеднике "Костомукшский" и в зоне влияния Костомукшского горно-обогатительного комбината (ГОКа), накопление тяжелых металлов лишайниками изучено слабо, опубликованы единичные работы [5, 6].

10 проб эпифитных лишайников вида *Alectoria sarmentosa* и 27 проб эпигейных лишайников рода *Cladonia* (виды *C. rangiferina, C. stellaris, C. arbuscula*) были отобраны в 2006–2007 гг. на территории Костомукшского городского округа на расстоянии от 200 м до 35 км от Костомукшского ГОКа (рисунок). В том числе, пробы отбирались и вблизи карьера и хвостохранилища. Пробы отбирали в одноразовых полиэтиленовых перчатках в стерильные пластиковые пакеты. В лаборатории пробы были высушены при температуре 35ºС, очищены от посторонних примесей, разложены смесью концентрированных ультрачистых H_2O_2, HNO_3 и HF в савилексовых контейнерах с использованием микроволновой печи и проанализированы. Анализ проб проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на спектрометре Agilent-7500. Были определены содержания 45 элементов (Na, Mg, Al, K, Ca, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cd, Sb, Cs, Ba, редкоземельные элементы (РЗЭ), Hf, W, Pb, Bi, Th, U).

В 8 точках пробоотбора были одновременно отобраны как пробы

эпифитных, так и эпигейных лишайников, поэтому есть возможность сравнить, как происходит накопление металлов разными родами лишайников. Содержание Na, Mg, Al, Fe, Co, Ni, РЗЭ в кладонии значимо превышают содержание этих же элементов в *Alectoria sarmentosa*. Содержание K, Ca, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd и Sb, наоборот, выше в эпифитных лишайниках. По-видимому, первая группа элементов связана с литогенной пылью, воздействию которой более подвержены эпигейные лишайники, произрастающие на земле. Вторая группа элементов имеет сродство с живым веществом.

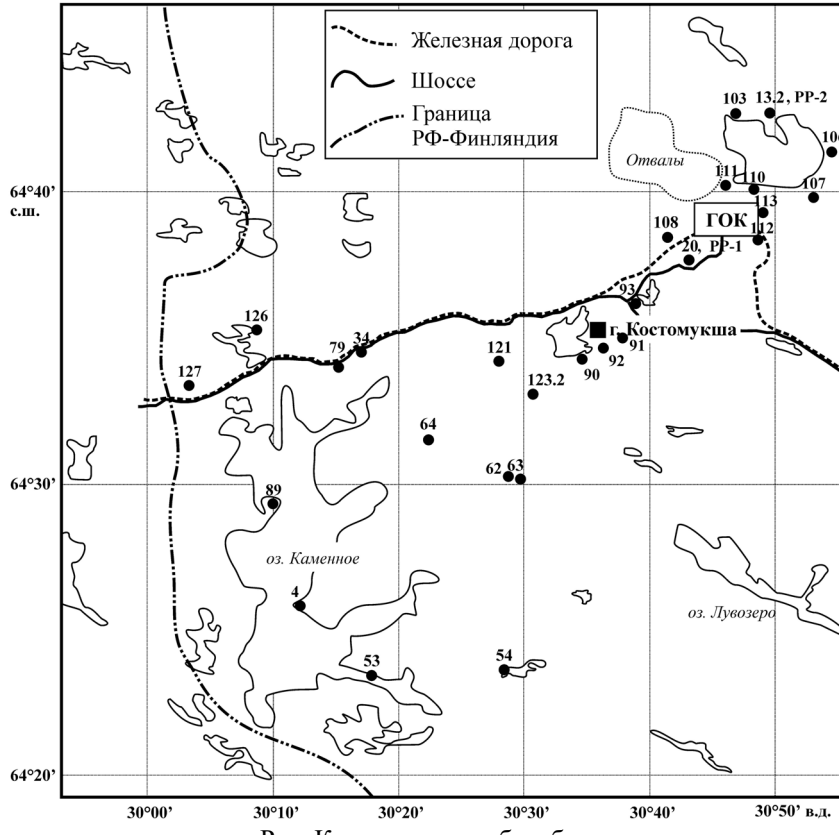


Рис. Карта точек пробоотбора

Для определения источников поступления материала были вычислены коэффициенты обогащения (КО) по формуле:

КО = (Эл./Al) проба/(Эл./Al) земная кора;

где Эл./Al – это отношение содержания данного элемента к содержанию

алюминия в пробе и в континентальной земной коре, соответственно [7]. Алюминий был использован в качестве индикатора корового источника. Если значения КО для химических элементов меньше 10, то это свидетельствует о преобладании поступлений из литогенного источника этих химических элементов [8]; значение КО для какого-либо элемента более 10 предполагает наличие какого-то другого источника (естественного или искусственного) помимо литогенного. Для эпигейных лишайников средние значения КО меняются от 1 для Lu до 168 для Cd. В эпифитных лишайниках средние значения КО меняются от 1,1 для Zr до 1080 для Zn. В целом, ранжирование элементов по значениям КО в эпифитных и эпигейных лишайниках совпадает, однако средние значения КО для разных элементов в эпифитных лишайниках превышают средние значения КО в эпигейных лишайниках. Это различие связано с более высоким содержанием алюминия в эпигейных лишайниках. Исключение составляют КО для железа и лантана.

Для ряда элементов КО не превышает значение 10 (Na, Cr, Co, Ga, Y, Zr, Nb, РЗЭ, Hf, Th, U). Значит, основным источником этих элементов является земная кора. Существуют некоторые различия в значениях КО элементов для эпифитных и эпигейных лишайников. Для других элементов все значения КО оказались выше 10 (Zn, Cd, Sb в эпигейных лишайниках; K, Ca, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Cd, Sb, Pb, Bi в эпифитных лишайниках).

По месту пробоотбора все пробы (и эпифитные, и эпигейные) можно разделить на три группы: отобранные вблизи комбината; отобранные вблизи города; отобранные в заповеднике. В эпигейных лишайниках, отобранных вблизи комбината, получены повышенные (относительно средних по выборке эпигейных лишайников) концентрации практически всех элементов кроме марганца, кадмия, цинка, свинца. Поэтому более целесообразно рассматривать не распределение концентраций, а распределение КО элементами. Часть элементов вблизи комбината имеют более низкие КО, чем в среднем по выборке. К этим элементам относятся Mg, Ca, K, Mn, Zn, Rb, Cd, Sb, Pb, Bi. Это биофильные элементы (K, Mn и др.), поглощение которых может подавляться большой пылевой нагрузкой, или элементы, ассоциирующиеся с дальним атмосферным переносом (Cd, Sb, Pb, Bi), содержания которых сильно разбавляются поступлением пыли. Другая группа элементов имеет КО низкие, практически независящие от местоположения (Na, Cr, Co, Cu, Ga, Sr, Y, Zr, Nb, REE, Th, U). Это элементы, поступающие из литогенного источника, близкого по содержанию этих элементов к среднему составу земной коры. Наконец, следующая группа элементов V, Fe, Ni, As имеют КО вблизи комбината выше, чем в среднем по выборке. Эти элементы связаны непосредственно с воздействием самого комбината.

В пробах эпифитных лишайников, отобранных вблизи комбината, более высокие концентрации (по сравнение со средним по выборке значением) Al,

V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, As, Y, Zr, Nb, Sb, Cs, REE, W, Th, U. В то время как концентрации P, K, Mn, Zn, Sr, Cd, Ba, Pb, Bi значительно ниже, чем в среднем для выборки эпифитов. В пробах, отобранных вблизи города, отмечены более высокие концентрации Na, P, K, Rb, Ba, Bi и пониженные концентрации Mg, Al, Cr, Y, Zr, REE, W, Th, U, а в заповеднике – повышенные содержания Mg, Ca, Mn, Sr, Cd, Pb и пониженные содержания V, Fe, Co, Ni, Cu, Rb, Cs. Распределение значений КО эпифитных лишайников близко к таковому в эпигейных лишайниках. Mg, K, Ca, Cu, Zn, Rb, Sr, Cd, Ba, Pb, Bi имеют КО вблизи комбината более низкие, чем в среднем по выборке. КО V, Fe, As возле комбината выше, чем в среднем по выборке.

Таким образом, в окрестностях Костомукши поступление ванадия, железа и мышьяка в эпигейные и эпифитные лишайники происходит за счет воздействия ГОКа. В то время как поглощение биофильных элементов (калий, марганец, магний) подавляется в результате пылевого воздействия. Элементы дальнего переноса (Pb, Sb, Bi, Cd, Zn) подвергаются разбавлению вблизи от комбината.

Содержание элементов в лишайниках вокруг ГОКа распределяется разными способами. Содержания железа, хрома, никеля, кобальта, мышьяка имеют один пик на близком расстоянии от комбината. Натрий, магний, алюминий и многие другие литогенные элементы имеют два пика вблизи от комбината и на расстоянии 14 км – там, где расположен город Костомукша. Цинк, кадмий, свинец, висмут, незакономерно распределены вокруг комбината.

ВЫВОДЫ:

- Существуют значимые различия в накоплении металлов эпигейными и эпифитными лишайниками: эпигейные эффективнее накапливает алюминий, железо, хром, кобальт, цирконий, ниобий (литогенные элементы); эпифиты эффективнее накапливают кадмий, мышьяк, свинец, медь, цинк, марганец, калий, кальций (биофильные элементы и элементы, имеющие сродство к органическому веществу). Эпигейные лишайники сильнее подвержены пылевому загрязнению.
- Na, Cr, Co, Cu, Ga, Sr, Y, Zr, Nb, РЗЭ, Th, U имеют низкие КО. Их основной источник литогенный, близкий к среднему составу земной коры. КО V, Fe, Ni, As выше вблизи от комбината. Поступление этих элементов связано с воздействием комбината и окружающих его территорий (карьер, хвостохранилище).
- Распределение Pb, Cd, Zn, Sb, Bi не зависит от расположения точки пробоотбора относительно комбината и значения КО этими элементами превышает значение 10 в большинстве проб. Это говорит о поступлении этих элементов за счет дальнего переноса от удаленных промышленных источников.
- Одним из основных негативных воздействий ГОКа является то, что

его промышленность служит мощным локальным источником пыли. Воздействие этого источника резко уменьшается на расстоянии 20 км от комбината.

Авторы благодарят академика А.П. Лисицына и С.В. Тархова за поддержку, М.П. Журбенко за определение видового состава лишайников. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта поддержки ведущих научных школ НШ-3714.2010.5 и Лаборатории им. Отто Шмидта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Баргальи Р. Биогеохимия наземных растений: Экофизиологический подход к биомониторингу и биовосстановлению. М.: ГЕОС, 2005. 456 с.
2. Rhoades F.M. A Review of Lichen and Bryophyte Elemental Content Literature with Reference to Pacific Northwest Species. United States Department of Agriculture. Forest Service. 1999. 120 p.
3. Garty J. Biomonitoring atmospheric heavy metals with lichens: theory and application // Critical Reviews in Plant Sciences. 2001. V. 20. P. 309–371.
4. Бязров Л.Г. Лишайники в экологическом мониторинге. М.: Научный мир, 2002. 336 с.
5. Лазарева И.П., Кучко А.А., Кравченко А.В. и др. Влияние аэротехногенного загрязнения на состояние сосновых лесов северной Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1992. 52 с.
6. Пантелеева Я.Г. Геохимические изменения окружающей среды в зоне влияния горнопромышленного комплекса ОАО «Карельский окатыш» (г. Костомукша, Республика Карелия). Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. СПб, 2009. 22 с.
7. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry (eds. H.D. Holland, K.K. Turekian). Elsevier. 2003. V. 3. P. 1–63.
8. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.

37 samples of epiphytic and terricolous lichens were collected near Kostomuksha ore-dressing factory. 45 elements content were defined using ICP-MS. Some differences in metal accumulation in epiphytic and terricolous lichens appear to be. Fe, V, As delivery is related to factory activities. Factory activity is source of dust and impacts Kostomuksha district environment.

Топчая В.Ю., Чечко В.А.
(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, che-chko@mail.ru)

Особенности вещественного состава эолового материала, накапливающегося в снежном покрове юго-восточной Балтики

Topchaya V.Y., Chechko V.A.
(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

Features of composition of eolian material accumulative in the snow cover of south-east Baltic

Надежной естественной ловушкой эолового материала является снежный покров, образующийся на поверхности льда. Осаждающиеся снежинки способны очищать атмосферу от аэрозольных частиц даже более качественно, чем дожди [1], т.е., снег выступает главным агентом вымывания из атмосферы взвешенных в ней частиц в зимний период. Вследствие этого, за зимние месяцы в снежном покрове накапливается значительное количество атмосферных выпадений. Из-за низкой температуры они сохраняются практически без изменений, что делает снежный покров особенно ценным объектом изучения.

В настоящей работе представлены результаты изучения вещественного состава нерастворимой части эолового материала, накапливающегося в снежном покрове береговой зоны юго-восточной Балтики.

Всего было изучено более 50 проб, собранных в период 2006 - 2011 гг. с ледового покрова Вислинского и Куршского заливов Балтийского моря, а также с припая береговой зоны моря (рис. 1).

Сбор и изучение нерастворимых аэрозольных частиц, накапливающихся в снеговом покрове, производились по методикам, приятым в практике изучения аэрозолей Арктики [2]. Пробы снега отбирались пластмассовым совком в чистые полиэтиленовые пакеты типа «струна» с поверхности льда заливов и берегового ледового припая с площадки 100х100 см. Отбирались пробы как свежевыпавшего снега, так и всей его толщи, образовавшейся на поверхности льда с начала снегопада и до времени отбора.

В камеральных условиях собранный снег помещался в чистые пластиковые ёмкости и растапливался при комнатной температуре. Далее полученная талая вода фильтровалась через ядерные, ацетат целлюлозные и стекловолокнистые фильтры GF/F фильтры с диаметром пор 0, 45 мкм. Для определения вещественного состава фильтры обрабатывались методом сканирующей электронной микроскопии. Принцип действия любого сканирующего электронного микроскопа основывается на анализе вторичных электронов, возникающих при взаимодействии электронного зонда с веществом [3] Сканирующая электронная микроскопия выполнялась

авторами в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН (г. Москва) на микроскопе JSM-U3 (Jeol, Japan).

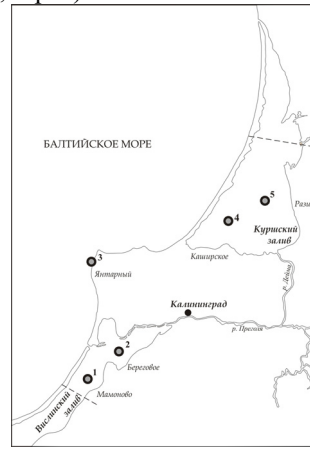


Рис. 1. Схема расположения станций

На основании полученных результатов можно заключить следующее. В целом, в снежном покрове юго-восточной Балтики присутствуют литогенные (песчаные частицы и обломки глинистых минералов), биогенные (растительные волокна и диатомовые) и антропогенные (сажа, пепел) частицы (рис. 2). Максимальное количество литогенного материала накапливается в снежном покрове берегового припая, антропогенная составляющая доминирует в районе заливов, в тоже время, видимых различий в пространственном распределении биогенных частиц не выявлено.

В среднем, за весь период наблюдений, в эоловом материале, аккумулирующемся в снеговом покрове, наблюдается явное преобладание антропогенной составляющей в виде сажи и пористого пепла. Сажа встречается в виде отдельных частиц, однако, как правило, она представлена агрегатами размером от 12,5 мкм до 50 мкм. Пористые пепловые частицы, имеющие размер от 10 до 50 мкм и состоящие в основном из углерода, поступают в атмосферу с выбросами тепловых электростанций.

Доля биогенного и минерального материала в снежном покрове низкая. Биогенные частицы представлены, главным образом, обрывками растительных волокон размером от 50 до 500 мкм, а также диатомовыми (преимущественно *Thalassiosira sp.),* размером от 10 до 17 мкм. Споры и в пробах снега, как правило, не встречаются. Минеральные частицы в виде обломков кварца и глинистых слепков размером от 50 до 100 мкм присутствуют не во всех пробах, наибольшее их количество выявлено в пробах со снежной толщи, образовавшейся на поверхности льда с начала

снегопада и до времени отбора.

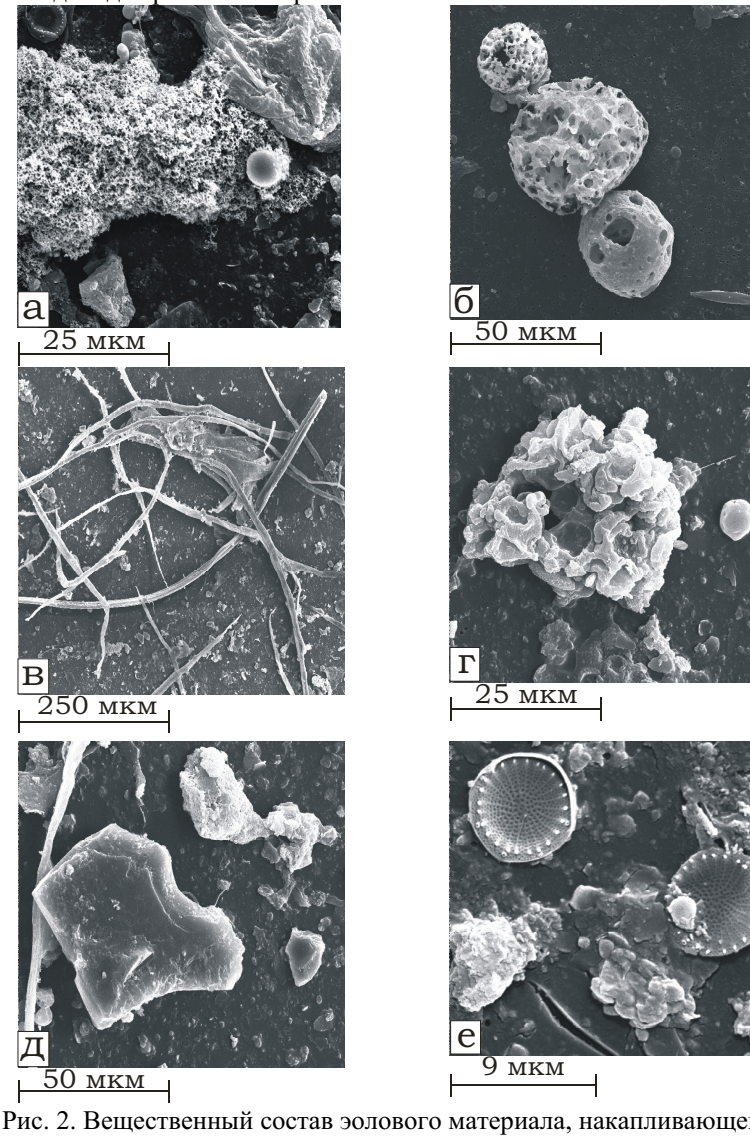


Рис. 2. Вещественный состав эолового материала, накапливающегося в снежном покрове юго-восточной Балтики

а – в центре - сгусток сажи, слева вверху - диатомея (*Thalassiosira sp*.), справа вверху - обрывок растительности, слева снизу – минеральная частица~10 мкм; *б* – летучий пепел; *в* – скопление растительных волокон; *г* – пепел; *д* – минеральная частица; *е* – диатомовые (*Thalassiosira sp*.)

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05-90758-моб_ст).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Тяжелые металлы в снежном и ледовом покрове Баренцева моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 5. С. 777-784.
2. Шевченко В. П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
3. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Сергеева Н.Е. Электронно-зондовые методы изучения минералов. М.: Изд-во МГУ, 1987. 140 с.

More than 50 samples of eolian material accumulated in the snow cover of coastal zone of south-east Baltic were studied. Anthropogenic components are dominated in their composition. The share of organic and mineral particles in the snow cover is low.

Чечко В.А., Топчая В.Ю., Чубаренко Б.В., Баранов В.И., Козлова О.И., Красильников С.В.
(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, che-chko@mail.ru)

Исследования условий осадкообразования в Вислинской лагуне (Балтийское море) в период ледостава

Chechko V.A., Topchaya V.Y., Chubarenko B.V., Baranov V.I., Kozlova O.I., Krasilnikov S.V.
(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

Ambient conditions of sedimentation in the Vistula Lagoon during ice-cover period

Вислинский залив является крупнейшим мелководным (максимальная глубина 5.2, средняя –2.7 м) полузамкнутым бассейном юго-восточной Балтики, представляющим собой узкую, вытянутую вдоль берега с юго-запада на северо-восток, лагуну. От Балтийского моря залив отделяется Вислинской косой – пересыпью и с морем соединяется проливом шириной 400 м. (рис. 1).

Начиная с 2004 г., сотрудники лаборатории прибрежных систем АОИОРАН осуществляют комплексные исследования в заливе в зимний период. Основной целью исследований являлось выяснение условий седиментации, механизмов перемешивания и водообмена в лагунной обстановке в период ледостава, когда под влиянием ледяного покрова меняются условия обитания живых организмов, соленостной, кислородный, и температурный режимы. Замерзание водной поверхности приводит к прекращению ветро-волнового воздействия, которое в безледный период является важнейшим фактором, регулирующим ход седиментационных процессов в мелководном бассейне.

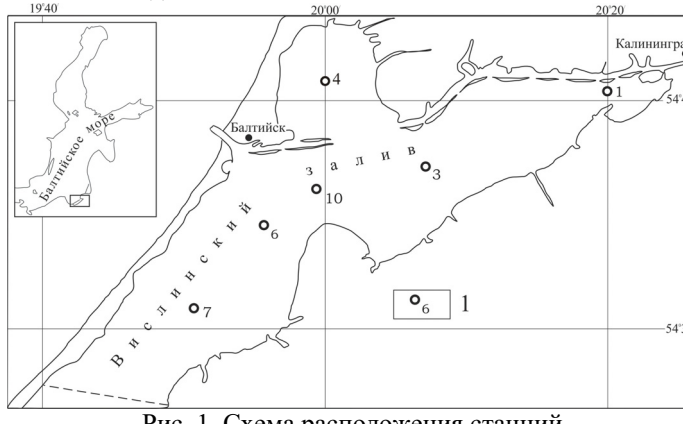


Рис. 1. Схема расположения станций

Измерения, сбор и обработка материала проводились по стандартным методикам, принятым в Институте океанологии им. П.П. Ширшова с учетом зимней специфики работ, состоящей в том, что они выполнялись не с борта судна, а с поверхности льда. Пробы воды для определения содержания взвеси отбирались батометром системы Ш. Нискина и горизонтальным батометром конструкции В. Чечко, позволяющим выполнять точечный отбор воды по глубине. Скорость и направление течений измерялись зондом ADCP, вертушкой ВМ-М и специально изготовленным для зимних условий подледным дрифтером. Вертикальные зондирования производились CTD-зондом. Скорости осадконакопления (вертикальные потоки осадочного материала) изучались методом седиментационных сосудов [1, 2], основанном на непосредственном улавливании материала, осаждающегося за определенное время в сосудах известного диаметра, устанавливаемых на дне водоема. Положение станций показано на рис. 1.

В отличие от открытых районов юго-восточной части Балтийского моря, ледяной покров на Вислинском заливе образуется ежегодно. Первый лед появляется обычно в начале декабря, а неподвижным льдом залив покрывается во второй декаде декабря. Продолжительность ледового сезона в заливе равна 117 суткам, в мягкие зимы она уменьшается в среднем до 105, а в суровые – возрастает до 141 суток [3]. За весь период исследований (2004–2011 гг.) толщина льда на станциях варьировала от 28 до 55 см, максимальная (55 см) была зафиксирована зимой 2010 г. на ст. 7. Толщина снежного покрова на льду изменялась в пределах от 10 до 43 см, максимальные значения отмечались в Приморской бухте, положение которой способствует аккумуляции снега. Характерной чертой ледяного режима являются кратковременные локальные вскрытия ледяного покрова при оттепелях с последующим образованием молодого льда, появление во второй половине ледостава многочисленных, проникающих сквозь всю толщу льда трещин, образование торосов на пологих берегах и на ледяном покрове.

Главными факторами, определяющими режим течений в заливе в весенне-осенний период, являются воздействие ветра на водную поверхность и водообмен между заливом и морем через Балтийский пролив. В зимний период режим течений определяется, преимущественно, водообменном с морем через пролив, что подтверждается наблюдениями. Не смотря на наличие ледяного покрова, в определенные дни были выявлены течения, скорость которых варьировала в пределах от 2.5 до 23.0 см/с. Минимальные скорости течений отмечались в поверхностном (подледном) горизонте, максимальные – на глубине 1.0–1.5 м от дна. На ст. 6, где проводились непрерывные (8-часовые) измерения течений по всей толще воды зондом ADCP, было отмечено четко выраженное изменение направления водного потока по всей вертикали с юго-запада на северо-восток.

По солености Вислинский залив классифицируется как солоноватый (1.5–7.4‰) водоем [3]. В теплый период распределение солености напрямую зависит от направления и скорости ветра: при ветрах западных и северных румбов увеличивается поступление морских вод через пролив и соленость возрастает, при южных и восточных ветрах наоборот, соленость снижается.

За все время зимних измерений (включая самые суровые зимы) вода в придонных горизонтах характеризовалась повышенной соленостью, величины варьировали от 4.0 до 6.2‰. Самые низкие значения солености свойственны поверхностному, контактирующему со льдом, горизонту. На станциях 6 и 10, расположенных вблизи пролива, соленая вода доминирует практически по всей глубине, за исключением тонкого подледного слоя, однако, по мере удаления от пролива, мощность слоя соленой (3.5–6.2 ‰) воды, сосредоточенной исключительно в нижних горизонтах, сокращается до 1–1.5 м. Такое распределение свидетельствуют о том, что морская вода проникает в залив также и под ледяным покровом, распространяясь, как более тяжелая, в придонном горизонте по всей акватории его российской части.

В период ледостава содержание взвешенного в воде осадочного материала снижается (по сравнению с безледным периодом) в несколько раз. Концентрация водной взвеси изменялась в диапазоне от 2.8 до 16.8 мг/л и составляла (в среднем для всей толщи вод) 6.5 мг/л (в отличие от 31 мг/л для безледного периода). Невысокие содержания взвешенных веществ зимой и неширокий диапазон колебаний их значений обусловлены отсутствием ветро-волнового воздействия на дно и взмучивания донных осадков, уменьшением речного стока, практически полным прекращением образования автохтонного органического вещества [4], невозможностью поступления осадочного материала из атмосферы.

Зимой в составе водной взвеси наблюдается уменьшение доли органической компоненты. В безледный период повышенные содержания водной взвеси обнаруживаются, как правило, в придонном (0–70 см от дна) горизонте. Исключением является стадия активного развития сине-зеленых водорослей, обусловливающих максимум концентрация взвеси на поверхности за счет увеличения органической компоненты в ее составе. В распределении взвеси по вертикали в период ледостава можно отметить три характерных горизонта: а) поверхностный (0–1 м), с высокими содержаниями взвеси и распресненными водами; б) промежуточный, характеризующийся увеличением солености и снижением концентрации взвеси за счет поступления более прозрачных морских вод, действующих как разбавляющий фактор; в) придонный (0–40 см), отличающийся максимальной соленостью и повышенными концентрациями взвеси, обусловленными, по-видимому, взмучиванием донных отложений придонными течениями (рис. 2).

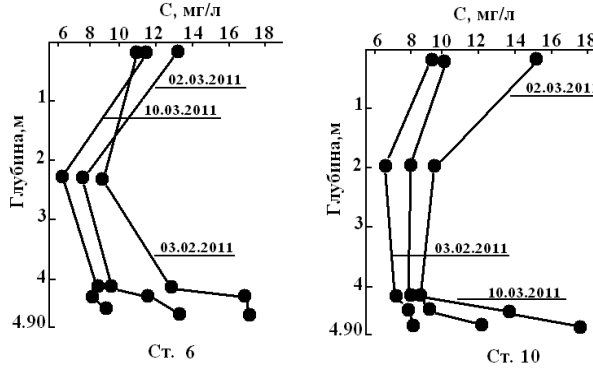


Рис. 2. Распределение водной взвеси по вертикали на ст. 6 и 10

В период ледостава возникают уникальные условия для оценки скоростей осадкообразования методом прямых измерений, что, в силу специфики залива (мелководность и, как следствие, ветро-волновое волнение, охватывающее всю водную толщу), трудноосуществимо в безледный период. Скорости осадкообразования (вертикальные потоки осадочного материала) под покровом льда изучались методом седиментационных сосудов в 2006 и 2009 гг. на ст.1, 4 и 7. Время экспозиции составляло от 14 до 20 суток. Интенсивность накопления ловушек изменялась в довольно широких пределах – от 0,012 до 0,153 г/сутки и составляла в среднем для всего периода наблюдений 0,078 г/сутки. Принимая объемный вес сухого осадка, равный 0,69 г/см^3, нами рассчитаны скорости осадконакопления в зимний период. Они составили, в среднем, 2,1 мм/год, что в несколько раз выше среднегодовых скоростей осадконакопления в заливе за последние 90 лет. Это можно объяснить тем, что зимой, под покровом льда, из-за отсутствия ветро-волновых явлений происходит, преимущественно, осаждение взвешенного в воде осадочного материала и накопление его на дне залива.

Полученные результаты свидетельствуют, что в период ледостава в заливе складываются специфические условия, характеризующиеся отсутствием ветровых течений и ветро-волновых волнений, снижением речного стока и продуцирования органического вещества, изменением температуры и солености вод. В данной обстановке режим транзита и седиментации осадочных веществ коренным образом меняется, начинают доминировать процессы перехода осадочного материала из взвешенного состояния в донные отложения (осаждение), что отражается на более высоких, по сравнению с безледным периодом, скоростях осадконакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семенович Н.И. Донные отложения Ладожского озера. М.: Наука, 1966. 55 с.
2. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 439 с.
3. Гидрометеорологический режим Вислинского залива / Под ред. Н.Н. Лазаренко, А. Маевского. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 279 с.
4. Крылова О.И., Науменко Е.Н. Фитопланктон и первичная продукция Вислинского залива // Экологические рыбохозяйственные исследования в Вислинском заливе Балтийского моря: Сб. науч. тр. АтлантНИРО. Калининград, 1992. С. 52-64.

The results of studying the suspended matter, salinity, currents, velocity sedimentation in the Vistula Lagoon during ice-cover period are presented. It is shown that processes of sedimentation and accumulation of a sedimentary material at the bottom of a gulf in the winter prevail.

СИСТЕМА БЕЛОГО МОРЯ, 4-D ИССЛЕДОВАНИЯ

Андрианов В.В., Лебедев А.А., Лукин Л.Р., Неверова Н.В.
(Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, vvandrianov@yandex.ru)

Исследование динамики экологических последствий разлива мазута в южной части Онежского залива Белого моря

Andrianov V.V., Lebedev A.A., Lukin L.R., Neverova N.V.
(Institute of Ecological Problems in the North, RAS, Ural Branch, Arkhangelsk)

Research of dynamics of ecological consequences of flood of black oil in a southern part of the Onega gulf of the White Sea

В сентябре 2003 г. в результате неудачной (аварийной) швартовки двух танкеров на рейдовом погрузочном комплексе «Осинки» в Онежском заливе Белого моря вылилось в море около 54 тонн мазута (официальная версия) марки М-100. В результате аварии наиболее загрязненной оказалась акватория в районе островов архипелага Осинки, Пурлуда и прибрежной части Онежского полуострова в районе деревень Лямцы и Пурнема протяженностью более 40 км. Эта акватория составляет значительную часть района обитания южного локального стада белухи (*Delphinapterus leucas*) [1].

В 2003–2006 гг. в летнее время нами изучалась пространственная структура локального стада, при этом выявлен ряд изменений в поведении белух в ответ на загрязнение акватории НУВ, заключающихся, прежде всего, в снижении посещаемости прибрежных мелководных участков. Кроме того, в 2005–2006 гг. были выполнены исследования содержания нефтепродуктов в воде и донных грунтах, показавшие, что на значительной части акватории Онежского залива присутствие НУВ в придонном слое воды превышало ПДК в 10–15 раз [2, 3].

В июне – июле 2011 г. нам удалось продолжить начатые исследования экологических последствий разлива мазута в южной части Онежского залива. Работа проводилась по нескольким направлениям: сбор опросных сведений, изучение состояния локального стада белухи, исследования содержания нефтепродуктов в воде и донных грунтах, исследования содержания нефтепродуктов у бентосных беспозвоночных и рыб.

Хотя собранный материал еще находится в обработке, и полученные результаты будут дополняться и уточняться, предварительная оценка динамики экологических последствий разлива мазута может быть дана.

Опросные сведения. Наибольшее количество сообщений поморов касается состояния рыбных запасов в районе. Относительно благополучна ситуация с состоянием запасов наваги, являющейся одним из основных объектов промысла в этом районе. Другой промысловый вид – беломорская сельдь, запасы которой после аварии существенно сократились, несколько

лет назад почти полностью исчезла, хотя в незначительных количествах начинает ловиться в последнее время. Последние 2 года рыбаки отмечают появление сига, который до этого полностью исчез. В популяциях камбалы отмечена низкая частота встречаемости генераций ряда лет: в уловах преобладает молодь (упитанность которой не высока).

Другая группа сообщений касается белухи. В последние годы участились случаи встречи погибших животных, причем как детенышей, так и взрослых особей.

Изучение состояния южного локального стада белухи. Маршрутные (судовые) наблюдения выявили изменения в распределении белухи в сравнении с периодом 2003–2006 гг. Значительная часть белух встречалась в районе губы Ухта и несколько южнее, т.е. в районе, где загрязнение акватории было незначительным. В одном из прежних районов обитания – у д. Лямцы белухи не встречались совсем. Посещаемость белухами акватории у мыса Глубокий, хотя и остается довольно высокой, но используется в большей мере взрослыми белухами без детенышей (самцами), тогда как в 2003–2005 гг. – это был район деторождения и воспитания детенышей. Полагаем, что в результате загрязнения НУВ и снижения кормовых запасов в районах деторождения, белухи вынуждены были уйти в более кормные южные районы, не являющиеся, однако, столь же благоприятными для деторождения и выращивания детенышей.

Исследования содержания нефтепродуктов в воде и донных грунтах. Отбирались пробы воды в прибрежной полосе до изобаты 10 метров от мыса Вейнаволок до мыса Лиственный для определения содержания общих углеводородов. При обследовании литорали у м.Глубокий отбирались пробы грунта в слое 0 – 10 см и 10 – 20 см. Нами также были обнаружены смоляные комки выброшенные прибоем. Эти мазутно-песчаные агрегаты выбрасывает прибоем на берег при свежих ветрах западной четверти. По информации, полученной от местных жителей, они находят на берегу и значительно более крупные мазутно-песчаные агрегаты. Схема отбора проб грунта, места выброса мазутно-песчаных агрегатов приведены на рисунке 1.

Исследования содержания нефтепродуктов у бентосных беспозвоночных и рыб. В ходе экспедиции отобраны пробы бентосных организмов и рыб бетофагов для определения в их тканях общих нефтепродуктов и бенз(а)пирена – маркера антропогенного загрязнения полиароматическими углеводородами (ПАУ). Общие нефтепродукты будут определять в лаборатории ИЭПС в соответствии с рекомендациями ВНИРО 1988 г. по выделению, идентификации и количественному определению суммы углеводородов. Бенз(а)пирен будут определять в аккредитованной лаборатории Северного филиала ПИНРО методикой МВИ: ПНД Ф 141.:2.104-97.

Подводя предварительный итог проведенных исследований, следует отметить, что экологическое состояние южной и, в особенности,

прибрежной юго-восточной части Онежского залива остается неблагоприятным. Однако наметились первые признаки восстановления экологического равновесия (появление сига и сельди, появление большого количества молоди камбалы). Состояние южного локального стада белухи по сравнению с периодом 2003–2006 гг., по-видимому, несколько ухудшилось, но является относительно стабильным. Скорость хода восстановления экологического равновесия можно будет оценить при продолжении проведения исследований в пострадавшем от загрязнения районе.

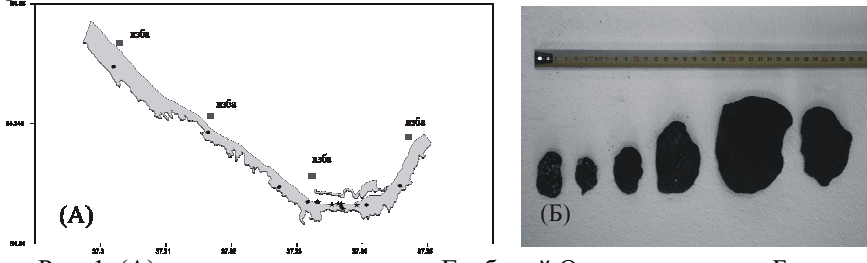


Рис. 1. (А) – границы литорали у м.Глубокий Онежского залива Белого моря, ● - точки отбора проб грунта; ★ - места выброса на берег мазутно-песчаных агрегатов, (Б) – мазутно-песчаные агрегаты найденные на берегу

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ р_север_а (№ 11-05-98804) и программы Президиума РАН №20 (проект № 09-П-5-1021).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.В., Белькович В.М., Лукин Л.Р. Распределение белухи (Delphinapterus leucas) в Онежском заливе Белого моря в летний период // Океанология. 2009. Т. 49, № 1. С. 79–89.

2. Лебедев А.А., Андрианов В.В., Неверова Н.В., Лукин Л.Р. Распределение концентрации нефтепродуктов в воде и донных отложениях в южной части Онежского залива Белого моря в июле 2005 года // Академическая наука и ее роль в развитии производительных сил в северных регионах России. Материалы Всеросийск. конф. с междун. участ. Архангельск, 19–22 июня 2006 г. [Электронный ресурс], Архангельск, ИЭПС УрО РАН. 2006. (CD-ROM).

3. Лукин Л.Р., Андрианов В.В., Лебедев А.А., Неверова Н.В. Влияние нефтепродуктов на поведение локальных репродуктивных групп белухи (Delphinapterus leucas) // Морские млекопитающие Голарктики. Сб. научн. трудов по материалам четвертой международной конференции. С.-Пб, Россия, 10–14 сентября 2006 г. С.-Пб., 2006. С. 328–330.

Researches of dynamics of ecological consequences of flood of the black oil which has occurred in the Onega gulf of the White Sea in September, 2003. During works in June - July, 2011 some signs of the beginning of restoration of ecological equilibrium are revealed.

Балуев А.С.[1], Журавлев В.А.[2], Леонов М.Г.[1], Колодяжный С.Ю.[1], Пржиялговский Е.С.[1], Терехов Е.Н.[1]
([1]Геологический институт РАН, Москва, baluev@ilran.ru; [2]ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, vitalyzh@mage.ru)

Издание Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1 500 000

Baluev A.S.[1], Zhuravlev V.A.[2], Leonov M.G.[1], Kolodyazhny S.Yu.[1], Przhiyalgovsky E.S.[1], Terechov E.N.[1]
([1]Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, [2]OAO Marine Arctic Geological Exploration Expedition, Murmansk)

Edition of Tectonic Map of the White Sea and Adjoining Territories at a Scale of 1:1500 000

В 2010 г. была издана «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1500000 (Гл. редакторы Леонов М.Г., Казанин Г.С. Отв. редактор Балуев А.С. Авторы Балуев А.С., Журавлев В.А., Колодяжный С.Ю., Пржиялговский Е.С., Слабунов А.И., Терехов Е.Н., Шаров Н.В., Шкарубо С.И.) [1], в которой учтены и показаны все современные данные, полученные геолого-геофизическими исследованиями земной коры Беломорского региона в последние годы. Эта карта фактически завершает создание серии тектонических карт окраинных и внутренних морей России, изданных в период 1995-2003 гг. Институтом литосферы окраинных и внутренних морей РАН под редакцией В.Е. Хаина и Н.А. Богданова.

Регион, строение которого отображено на «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» в масштабе 1:1500000, расположен на севере Европейской части России. Несмотря на то, что Белое море является единственным полностью внутренним морем России, геологическая изученность дна его акватории до последнего времени оставалась весьма слабой, и только в последние годы в бассейне Белого моря были выполнены комплексные геофизические исследования [2, 3]. Результаты этих и других работ последних лет, выполненных на территории Беломорья, значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. В связи с этим в Геологическом институте РАН совместно с ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ) коллективом авторов была составлена «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000. Главная цель, которую ставил перед собой авторский коллектив, это синтезировать все новейшие данные по тектонике Беломорского региона, включая данные комплексных геолого-геофизических исследований в акватории Белого моря, проведенных МАГЭ в последние годы, и новые данные наземных исследований. Основная задача, которая решалась при составлении «Тектонической карты…», – это показать единство структур консолидированной земной коры в пределах

бассейнов Белого и южной окраины Баренцева морей и прилегающей к ним суши. Карта охватывает довольно обширный регион, называемый нами «Беломорским», куда вошли следующие крупные структурные элементы: 1) восточная часть Балтийского щита, включающая Кольский полуостров и Карельский берег Белого моря; 2) западная часть Мезенской синеклизы; 3) палеорифтовая система Белого моря; 4) Кольско-Канинская моноклиналь; 5) северо-западная часть Тиманского складчатого сооружения и примыкающая к ней часть Тимано-Печорской плиты; 6) южная окраина Свальбардской плиты. На севере карта доходит до 70 параллели, на юге ограничена 63 параллелью, с запада и с востока площадь карты ограничена примерно 30 и 40 меридианами соответственно.

Работа над картой выполнялась в лаборатории тектоники консолидированной коры (заведующий лабораторией доктор геолого-минералогических наук М.Г.Леонов) Учреждения Российской академии наук Геологического института РАН (ГИН РАН) и базируется на обширном фактическом материале. В сборе материалов для Карты и Объяснительной записки к ней принимали участие авторы и их коллеги из Геологического института РАН, Института геологии Карельского НЦ РАН, ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ).

Площадь карты охватывает северо-восточный сегмент Восточно-Европейской платформы и примыкающую к ней с северо-востока южную часть Баренцевоморского шельфа. Акватория Белого моря расположена в этом сегменте платформы на восточном склоне Балтийского щита, перекрытого осадочным чехлом. Чехол представлен рифейскими, верхневендскими, верхнепалеозойскими породами и четвертичными отложениями, выполняющими Мезенскую синеклизу.

Поскольку формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность и связано с древними структурами фундамента, то на карте в первую очередь отображены именно эти структурные элементы консолидированной коры. В связи с этим тектоника Балтийского щита представлена в несколько упрощенном варианте без детализации, которая привела бы к перегрузке карты. Акватория Белого моря частично покрывает непосредственно раннедокембрийские образования щита, частично – плитную часть платформы, но ее конфигурация и рельеф морского дна контролируются большей частью реактивацией древних палеорифтовых структур на неотектоническом этапе. Эти рифтовые структуры заложились в фундаменте Восточно-Европейской платформы в среднем рифее, пережили активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Главный принцип составления Тектонической карты, выраженный в ее легенде, – это выделение основных структурных элементов консолидированной коры Беломорского региона в их возрастной

последовательности, отражающей тектоническую эволюцию литосферы северной окраины Восточно-Европейской платформы.

Западную часть площади карты занимает Карело-Кольская провинция Балтийского щита, представляющая собой выходящий на поверхность кристаллический фундамент платформы раннедокембрийской консолидации. В пределах этой части щита выделены Кольский и Карельский массивы и разделяющий их Лапландско-Беломорский гранулито-гнейсовый подвижный пояс. В пределах Кольского массива в северо-восточной его части выделен Мурманский блок, сложенный архейскими плагио- и плагиомикроклиновыми гранитоидами. Внутренняя структура Мурманского блока характеризуется преобладанием гранитоидных куполов и гранитогнейсовых овалов, осложненных системой серповидных и прямолинейных разломов. С северо-востока Мурманский блок ограничен разломом Карпинского, по которому кристаллический фундамент опущен в сторону моря и ступенчато погружается под осадочный чехол Кольской моноклинали. С юго-запада Мурманский блок ограничен Титовско-Поросозерской шовной зоной, по которой он надвинут на Центральнокольский блок.

Лапландско-Беломорский гранулито-гнейсовый подвижный пояс расположен между Карельским и Кольским массивами и принципиально отличается от окружающих его образований. В его строении принимают участие две структуры: Лапландский и Беломорский пояса, эволюция которых во многом различна, но их объединяет то, что протолиты этих структур долгое время находились на глубине в зоне пластических деформаций и вышли к поверхности почти одновременно. Большая часть протолита Беломорского пояса образовалась 2,9-2,7 млрд. лет, т.е. синхронно с гранит-зеленокаменным комплексом Карело-Кольской провинции, однако к поверхности они были выведены значительно позже – в период 1,9-1,75 млрд. лет.

Образования карельской формации (2,6-1,7 млрд. лет) в пределах щита слагают изолированные пояса, которые сконцентрированы в двух главных ветвях карелид. Это Печенга-Имандра-Варзугская-Усть-Понойская ветвь трогов в пределах Кольского массива и Восточно-Карельская структура, состоящая из разобщенных трогов, выполненных породами вулканогенно-осадочной формации, в состав которой входят коматиит-базальтовая и риолитовая ассоциации. Они формируют проторифтогенные палеопротерозойские пояса.

Плитная часть Восточно-Европейского кратона (Русская плита) представлена северо-западным фрагментом Мезенской синеклизы, основание которой выражено на карте изолиниями рельефа кристаллического фундамента от 0 до -8 км и более, где по градиентным зонам рельефа фундамента обозначены разломные ограничения рифтогенных желобов. Впадины выполнены синрифтовым комплексом

терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-позднего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег, п-ов Средний, о. Кильдин). Здесь выделяются четыре субпараллельные палеорифта северо-западного простирания (с юго-запада на северо-восток): Онежско-Кандалакшская, Керецко-Пинежская, Чапома-Лешуконская и Мезенская, разделенные выступами кристаллического фундамента – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским. В основном же все рифейские грабены перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Как показали сейсмические исследования, палеорифтовые структуры северной части ВЕП обладают теми же особенностями, что и современные (кайнозойские) континентальные рифты – это наличие сегментов, каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью, разделенных междувпадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации. На продолжении Усть-Мезенской впадины в Воронке Белого моря сейсмическим профилированием выявлена Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км, которая по строению фундамента и осадочному выполнению больше напоминает перикратонный прогиб [2, 3].

С северо-востока к границе Восточно-Европейского кратона по линеаменту Тролльфиорд-Рыбачий-Канин примыкает Западно-Арктическая платформа, состоящая в свою очередь из двух плит: Баренцевской (Свальбардской) и Тимано-Печорской. Эта трансрегиональная граница представляет собой конвергентный шов, проявленный взбросом на п-ове Рыбачий и в пределах баренцевоморской акватории прослеживающийся в потенциальных гравимагнитных полях в юго-восточном направлении, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. Тимано-Печорская плита с байкальским складчатым фундаментом, выступающим на поверхность в Канинском горсте, расположена в северо-восточном углу карты. Примыкающая к ней с северо-запада Свальбардская плита, сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвильского фундамента, так и, возможно, байкальского [4]. Наложенной на Свальбардскую плиту структурой показано южное замыкание Южно-Баренцевской рифтогенной впадины. Структура мощного осадочного чехла южной части Западно-Арктической платформы, включающего палеозойские и мезозойские отложения и представляющего особый интерес в связи с его нефтегазоносностью, изображена в изолиниях глубин залегания фундамента и кровли осадков волжского (титонского) яруса.

Особыми знаками на карте выделены проявления внутриплитного основного рифей-вендского магматизма, генетически и пространственно связанного с процессами рифтогенеза, и щелочного магматизма, связанного со среднепалеозойской активизацией палеорифтовых структур.

Неотектоническая (современная) активизация территории Беломорья обозначена на карте системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейнов Белого и Баренцева морей, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории. Наложением цветной штриховки обозначены тектонические впадины, испытывающие погружение в настоящее время. Для того, чтобы подчеркнуть современную тектоническую активность территории Беломорья, на карту вынесены эпицентры землетрясений, разделенные по интенсивности на две группы: более 3-х баллов и менее 3-х баллов. Таким образом, в построении «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» и ее легенде выдержан основной принцип составления карты – это выделение основных структурных элементов консолидированной коры Беломорского региона в их возрастной последовательности, отражающей тектоническую эволюцию литосферы северной окраины Восточно-Европейской платформы.

К карте прилагается глубинный геолого-геофизический разрез земной коры Беломорского региона, построенный на основе сейсмических профилей 4В, пересекающего в широтном направлении Карельский массив, и 3АР, проложенного в северо-восточном направлении в пределах акватории Белого моря от Соловецкого архипелага через пролив Горло до полуострова Канин. Разрез фактически пересекает вкрест простирания основные структуры земной коры Беломорского региона и отражает модель ее строения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. Масштаб 1:1500000. Гл. редакторы М.Г.Леонов, Г.С.Казанин. М.: Изд-во ООО «ИПП Куна». 2010.

2. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22-26.

3. Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26-28.

4. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Журавлев В.А. Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Восточно-Европейского кратона (Балтийский щит) и Западно-Арктической платформы по комплексу геолого-геофизических данных // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Мат-лы 14 Междунар. Конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. Ч.2. С. 356-358.

Tectonic map of the White Sea and adjoining territories (scale 1:1500000) is compiled in the Geological Institute Russian Academy of Sciences. The map completes the creation of the tectonic map series of Russian marginal and inland seas. Data combined of recent geological and geophysical researches of the White Sea region were used.

Банникова А.Ю., Немировская И.А.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
alisa.bannikova@gmail.com; nemir@ocean.ru)

Алифатические и полициклические ароматические углеводороды в донных осадках Белого моря

Bannikova A.Y., Nemirovskaya I.A.
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Aliphatic and Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Sediment of the White Sea

В настоящем сообщении приводятся данные по содержанию алифатических углеводородов (УВ) и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в верхнем слое донных осадков летом 2010 г. в сопоставлении с данными, полученными в 2001-2007 гг. Цель исследования - установить уровень и генезис УВ в донных осадках.

Алифатические УВ в основном состоят из соединений, поступающих из природных аллохтонных и автохтонных источников (воски растений, животных, бактерии, микро - и макроводоросли), кроме того из нефтяных загрязняющих веществ, приобретающих в последнее время большое значение [2]. ПАУ заслуживают особого внимания, так как, обладая трансформирующей активностью, могут способствовать возникновению канцерогенных и мутагенных изменений в организмах [4]. Их источниками являются летучие продукты пиролитических процессов - промышленные выбросы при производстве энергии, в том числе выхлопные газы, вулканы, лесные пожары, эндогенные геохимические процессы, а также нефтяные разливы [4].

Анализ алифатических УВ проводили ИК-методом, а анализ ПАУ - методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. Подробности методики описаны [1, 2].

Содержание органических соединений обычно возрастает с увеличением дисперсности осадков. Действительно, в илистых отложениях с концентрациями $C_{орг}$ от 0.86 до 4.73% содержание УВ изменялось от 10.39 до 96.12 мкг/г (рис.1). Во многих пробах верхний слой (0.5 см) имел рыжий оттенок, характерный для окисленных осадков. Повышенные концентрации УВ были приурочены к станциям 2 и 8, которые располагались в Ругозёрской губе вблизи острова Высокий и на периферии Двинского залива. В мелко- и среднезернистых песках с примесью гравия, гидроилита, и алеврита, и содержанием $C_{орг}$ от 0.22 до 0.67%, концентрации УВ изменялись от 6.32 до 11.69 мкг/г.

В морских донных осадках доля УВ в составе ОВ обычно $\leq$ 1%. В загрязненных нефтепродуктами осадках содержание УВ в составе $C_{орг}$ обычно повышается.

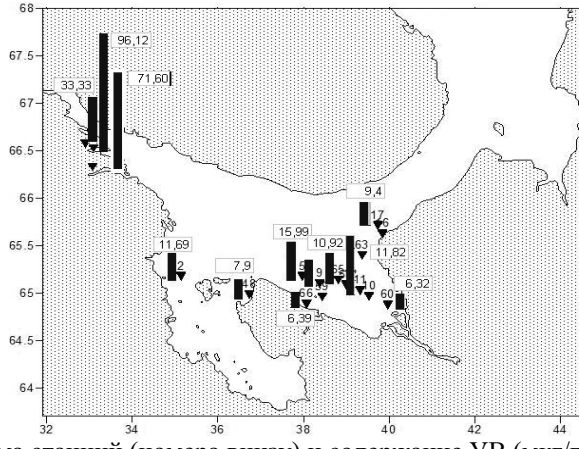


Рис. 1. Схема станций (номера внизу) и содержание УВ (мкг/г, в квадратах) в поверхностном слое донных осадков. В Ругозёрской губе показана минимальная, средняя и максимальная концентрация (количество проб 11).

В частности, в устье Северной Двины во время паводка в районе нефтебазы доля УВ достигала 74.5% ($C_{орг}$ 0.073%, УВ - 544 мкг/г) [3], а в осадках дельты Волги - 62% ($C_{орг}$ -0.58%, УВ - 4558 мкг/г). В исследованных нами осадках Белого моря в составе $C_{орг}$ доля УВ колебалась для илистых отложений от 0.08 до 1.06%, а для песчаных - от 0.08 до 0.32%, с максимумом в пелитовых илах Ругозерской губы в районе Беломорской Биологической станции МГУ. Пониженное содержание УВ в составе $C_{орг}$ приурочено к осадкам кутовой части Двинского залива - 0.06-0.08%. На периферии Двинского залива и в проливах Соловецкой Салмы доля УВ повышалась до 0.18 – 0.32%. Учитывая долю УВ в составе $C_{орг}$, а также их средние концентрации в песчанистых (8.54 мкг/г) и в илистых (34.4 мкг/г) осадках, донные отложения Белого моря летом 2010 г. можно считать не загрязненными антропогенными УВ. Это заключение подтверждает также установленные связи с высоким коэффициентом корреляции между распределением в них $C_{орг}$ и УВ: $r(C_{орг}\text{-УВ})=0.87$. Кроме того, содержание УВ в поверхностном слое донных осадках Белого моря в 2010 году немного уменьшилось по сравнению с 2006 г. (рис. 2). Обусловлено это может также тем, что летом 2010 г. был отобран слой осадка 0-4 см, а в 2006 - 0-0.5 см.. При переходе от окисленных к восстановленным осадкам содержание УВ обычно уменьшается [2].

Концентрации ПАУ в донных осадках изменялись от 27 до 479 нг/г. Повышенное их содержание, в отличие от алифатических УВ, приурочено к Горлу и периферии Двинского залива (рис. 3).

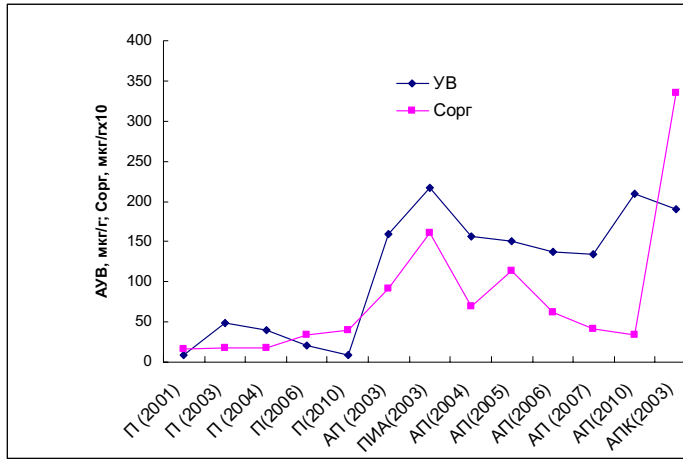


Рис. 2. Распределение УВ и $С_{орг}$ в поверхностном слое донных осадков разного. гранулометрического типа в разные годы исследований: П – песчанистые, АП – алевритопелитовые, АПК – алевритопелитовые осадки Кандалакшского залива, ПИА – песчано-илистый материал припортовой акватории Архангельска, ПИ – пелитовый ил; 2001, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2010 - годы исследований

В составе ПАУ наряду с природными полиаренами, такими как фенантрен и хризен, обнаружены флуорантен, пирен и бенз(а)пирен, образование которых происходит в основном в пиролитических процессах [4].

Суммарные концентрации ПАУ зависят от количества идентифицированных индивидуальных полиаренов. Видимо поэтому при определении 16 ПАУ их содержание в донных осадках в 2009 г. в основном было выше [5] по сравнению с нашими данными при идентификации 9 полиаренов. Согласно этим исследованиям концентрации ПАУ колебалось от 3 нг/г в кутовой части Двинского залива до 2100 нг/г в кутовой части Кандалакшского залива [5]. Однако, так же как и в наших исследованиях, летом 2009 г. на периферии Двинского залива происходило увеличение их концентраций. Обусловлено это, скорее всего, особенностями циркуляции воздушных масс в этом районе.

Резюмируя полученные данные можно заключить, что содержание УВ в донных осадков к 2010 г снизилось. При этом как в илистых, так и в песчанистых осадках их концентрации соответствовали фоновому уровню, в пересчете на сухую массу и в составе $С_{орг}$. Видимо разложение, нефтяных и пирогенных УВ происходит достаточно быстро даже при низких температурах. Поэтому в поверхностном слое донных осадках в составе алканов и ПАУ доминировали природные гомологи [3, 5].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 21 фундаментальных исследований Президиума РАН, проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли».

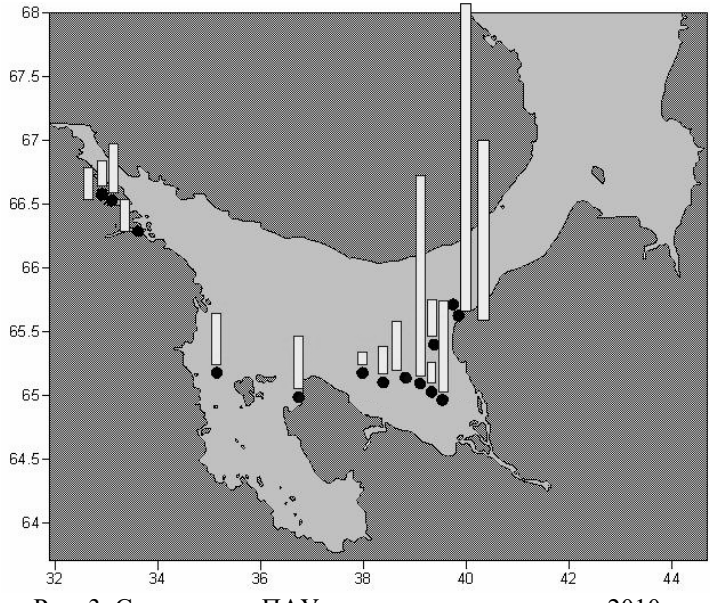


Рис. 3. Содержание ПАУ в донных осадках летом 2010 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методические указания. Определение загрязняющих веществ в пробах морских донных отложений. РД 52.10.556-95: Гидрометиздат, 1996. С. 18-26.
2. Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег-лед-вода-донные осадки) М.: Научный мир, 2004, 328 с.
3. Немировская И.А. Особенности распределения углеводородов в Дельте Северной Двины во время половодья // Геохимия. 2011. № 8. С. 863-874.
4. Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 224 с.
5. Monitoring of hazardous substances in the coastal areas of the White Sea: harmonisation with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme White Sea, 2009. Tromsø, 2010. 61 p.

Content of HC in the bottom sediments of the White Sea in summer 2010 are decreased. Natural compounds are dominated in their composition, because transformation of anthropogenic HC took place even under low temperature.

Воробьева Т.Я., Собко Е.И., Лебедев А.А.
(Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, vtais@yandex.ru)

Структура и пространственная динамика фито- и зоопланктона устьевой области реки Северной Двины в летний период

Vorobieva T.Ya., Sobko E.I., Lebedev A.A.
(Institute of ecological problems in the North Ural Branch, Russian Academy of Science, Arkhangelsk)

Structure and spatial dynamics phyto- and a zooplankton of Northern Dvina estuary in summer

Материалом для работы и анализа послужили пробы воды, отобранные в устьевой области реки Северной Двины в летний период (с 21 июля по 12 августа) 2009 года в ходе комплексных исследований устьевой области реки Северной Двины и Двинского залива Белого моря. Станции отбора проб воды представлены на рисунке 1.

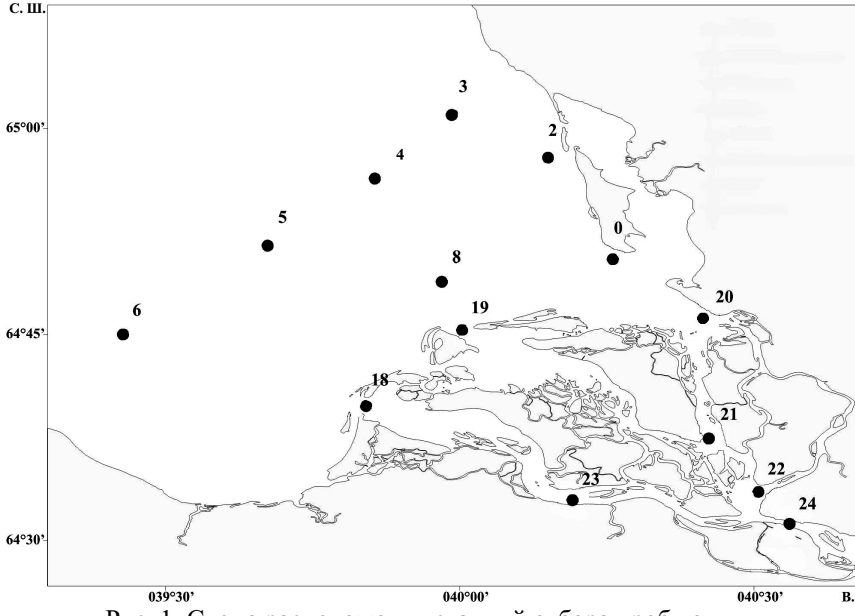


Рис. 1. Схема расположения станций отбора проб воды

Гидрологические исследования велись с применением погружного мультипараметрического зонда CTD-90. Анализ планктонных сообществ проводился в фазу малой воды при максимальном влиянии речных вод.

Пробы воды для определения фитопланктона отбирали объемом 0,5 л и фиксировали раствором Люголя с добавлением нескольких капель формалина. Отстаивали пробы 10-14 дней и отцеживали сифоном до объема 50-100 мл. Определение качественного и количественного состава проводилось в Институте озероведения РАН (СПб). Количественный сбор зоопланктона осуществлялся барометром (объем 5 л) от поверхности до дна, качественный - планктонной сетью Апштейна. Фиксировались пробы 40%-ным формалином. Камерная обработка материала проведена согласно общепринятым в гидробиологии методикам [1, 2]. Редкие и малочисленные таксоны учитывали в целой пробе. Для выявления видовой принадлежности зоопланктона были использованы соответствующие определители [3-5]. Биомасса зоопланктона вычислялась по таблицам средних весов [6-8].

Двухслойная структура Двинского залива характеризуется поверхностной водной массой опресняемой водами Северной Двины и трансформированными промежуточными водами глубинной части моря. В Двинском заливе поверхностная водная масса располагается в верхнем 10 метровом слое воды. Располагающийся ниже слой скачка плотности препятствует свободному водообмену с расположенной ниже водной массой. Между речной и морской водными массами в устьевой области реки Северная Двина располагается довольно обширная зона смешения, в пределах которой происходит трансформация свойств воды [9].

В период проведения экспедиционных работ в июле – августе 2009 года наблюдался повышенный расход воды реки Северная Двина по сравнению с характерными для данного периода значениями. Уровень воды в устьевой части реки был в среднем на 0,3-0,5 м выше среднегодового уровня. В этих условиях положение границы зоны смешения было смещено от внешней границы речной дельты в сторону моря, где сильнее ощущалось влияние речных вод. На ст.18 (Пудожемском устье Никольского рукава) во время малой воды поверхностные воды по температуре и солености соответствовали водам реки Северной Двины. В придонном слое соленость воды была чуть больше 1 ‰. На ст. 19 в районе острова Кумбыш в Мурманском рукаве ситуация также была нехарактерной для периода летней межени. Присутствие незначительных градиентов по T и S объясняется увеличенным речным стоком. На ст.0 по температуре воды и солености наблюдалась ярко выраженная стратификация с мощным градиентным слоем. В поверхностном слое наблюдалось нехарактерное распреснение вод для данного район до значений менее 2 ‰. В придонном слое наблюдалось присутствие соленых вод, характерных для вод Двинского залива с соленостью 23-24 ‰. На станциях 4 и 5 наблюдается вертикальная стратификация вод, характерная для Двинского залива. Верхний квазиоднородный слой, содержащий трансформированные речные воды Северной Двины прослеживается до глубины около 7 метров. Температура воды на поверхности в зависимости от приливного цикла

изменялась незначительно и находилась в пределах 14 – 15 ^{0}С. Солёность в поверхностном слое < 20 ‰, что соответствует среднемноголетним значениям для летнего сезона в этом районе моря. Этот слой отделяется от придонной водной массы резким термогалоклином располагающимся на глубине 7-12 метров. В придонном слое наблюдается присутствие соленых вод, характерных для вод Двинского залива с соленостью >25 ‰.

Численность фитопланктона в пробах воды придельтового участка реки с минерализацией 110-120 мг/л (станции 21, 22, 24, 1.5 км выше, 1 км ниже и 4 км ниже сброса сточных вод АЦБК) была в пределах от 3,26 до 6,59 млн кл/л, среднее значение – 5,57 млн кл/л, биомасса - 970-1460 мкг/л, среднее значение – 1160 мкг/л (рисунок 2). В пресноводном фитопланктонном сообществе отмечено преобладание по биомассе, в основном, диатомовых (рр. *Aulacoseira (40-74%), Cyclotella* с включением *Stephanodiscus sp*., *Asterionella, Fragilaria*) в пределах 56-83%, криптофитовых (рр. *Cryptomonas*) - 13-30%. По численности доминировали синезеленые (рр. *Aphanizomenon, Anabaena, Aphanocapsa, Aphanothece, Planktolyngbya*) - 33-70% и диатомовые -16-51%.

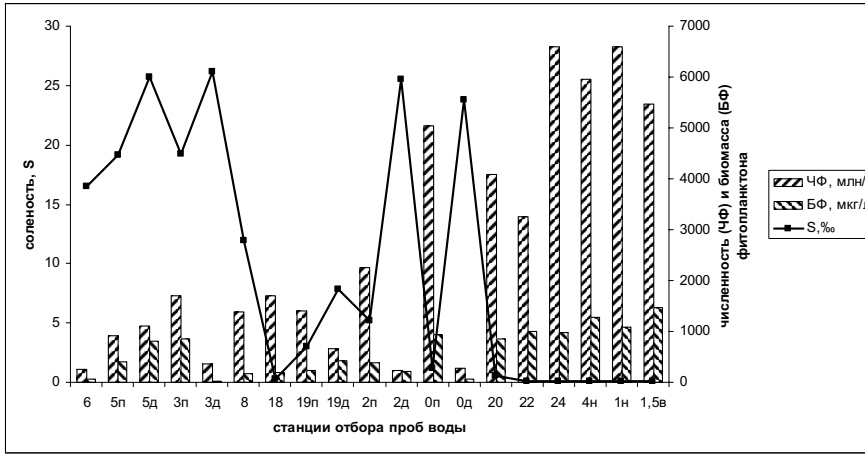


Рис. 2. Количественные показатели фитопланктона в июле-августе 2009 года. (Прим.: п, д- поверхностный и придонный горизонты соответственно; 4н, 1н, 1,5в – соответственно, 4 км ниже, 1 км ниже и 1,5 км выше сброса сточных вод АЦБК, остальные номера станций см. рис. 1).

При незначительном увеличении минерализации 260-570 мг/л в дельте реки повышается доля жгутиковых водорослей, на выходе с Никольского рукава (ст. 18) биомасса криптофитовых достигает 48%, встречаются золотистые водоросли. Численность фитопланктона (ЧФ) на данном участке находилась в пределах 1,70-4,09 млн кл/л, биомасса – 190-850 мкг/л.

Максимальная численность фитопланктона зафиксирована в районе Черной башни около о. Мудьюг (солености 1,2 ‰)– 13,25 млн кл/л (биомасса 950 мкг/л). По численности преобладали синезеленые водоросли (pp. *Anabaena, Aphanocapsa, Planktolyngbya*), составляя до 88% от ЧФ, по биомассе доминировали диатомовые (64%) за счет крупных форм pp. *Aulacoseira*. Преобладание цианофитов по численности наблюдалось до солености 5,2 ‰, но биомасса их уменьшается за счет снижения доли р. *Anabaena.*

В устьевом взморье при солености 11,9-26,2‰ численность фитопланктона уменьшается и была в пределах 0,27-1,70 млн кл/л (среднее значение – 0,78 млн кл/л), биомасса - 30-850 мкг/л (среднее значение – 328 мкг/л). В фитопланктоном сообществе встречаются эвригалинные и морские виды. В поверхностных и придонных горизонтах взморья (S - 5,2-26,2 ‰) присутствовали синезеленые водоросли (*Aphanocapsa delicatissima* W. Et G.S. West, p. *Anabaena*). Из-за сильного распреснения соленых вод взморья только в придонных горизонтах (S – 11,9-25,7 ‰) ст. 5, 8 зафиксировано преобладание видов, характерные для морских вод (*Ceratium fusus* (Her.) Dujardin, *Leptocylindrus danicus* Cleve, pp.*Chaetoceros*).

Зоопланктон устьевой области реки Северной Двины представлен пресноводными, пресноводно-солоноватыми и морскими формами. Всего отмечено 36 видов. Для зоопланктонного сообщества характерны низкие количественные показатели. Общая численность организмов находилась в пределах от 75 до 575 экз/м^3. Количество видов возрастает от устьевой области к морю, максимальное количество видов отмечено в дельте (Никольский рукав).

Зоопланктон придельтового участка Северной Двины представлен пресноводными видами коловраток, кладоцер и копепод. В летний период общая численность зоопланктона на исследуемом участке находилась в пределах от 75 до 500 экз/м^3. Доминировали коловратки (pp. *Asplancha, Kerattela, Branchionus, Kellicottia, Fillinia, Bipalpus, Trichocerca*), веслоногие (pp. *Cyclops, Mesocyclops, Eurytemora*) и ветвистоусые ракообразные (pp. *Bosmina, Chydorus, Ceriodaphnia, Daphnia, Alona*). В зоне действия сточных вод Архангельского ЦБК (на расстоянии 0,5 км ниже источника загрязнения) наблюдается снижение видового разнообразия и количественных характеристик планктонных сообществ. Максимальное воздействие сточных вод на зоопланктон отмечено на расстоянии 4-х км ниже сброса загрязняющих веществ. Снижение количества видов планктонных организмов наблюдается на всем протяжении левобережного участка: от 0,5 до 18 км ниже сброса СВ.

Для дельтовой части реки характерны наиболее высокие показатели видового разнообразия и количественного состава зоопланктона. На данном участке отмечено максимальное количество видов зоопланктона (13 видов). Планктонная фауна обогащается солоноватоводными формами (р. *Eurytemora*). В планктоне доминировали копеподы (р. *Eurytemora*),

эвригалийные виды кладоцер (рр. *Bosmina, Chydorus*) и коловраток (р. *Branchionus*).

В зоопланктоне Двинского залива отмечены морские и эвригалинные виды. Доминировали морские и солоноватоводные виды копепод (р.р. *Eurytemora, Limnocalanus*, *Calanus, Microsettella, Temora*), морские и эвригалинные формы кладоцер (рр. *Chydorus, Podon*).

Авторы признательны сотруднику Института озероведения РАН г. Санкт-Петербурга, кбн Павловой О.А. за обработку проб фитопланктона. *Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №20 (проект № 09-П-5-1021), РФФИ № 11-05-98810 р_север_а.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методические рекомендации по сбору и обработке материалов при гидробиологических исследованиях на пресноводных водоемах. Зоопланктон и его продукция. Л.: Изд-во Гос НИОРХ, 1984. 33 с.
2. Киселев И.А. Планктон морей и континентальных водоемов. Т. 1. Л., 1969. 658 с.
3. Кутикова Л.А. Коловратки фауны России. Л.: Наука, 1970. 744 с.
4. Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т.2. Ракообразные. СПб., 1995. 628 с.
5. Боруцкий Е.В., Степанова Л.А., Кос М.С. Определитель Calanoida пресных вод СССР. Л.: Наука, 1991. 504 с.
6. Мордухай-Болтовской Ф.Д. Материалы по среднему весу водных беспозвоночных бассейна Дона // Тр. проблем. и темат. совещ. ЗИН АН СССР. 1954. Вып. 2. С. 233-241.
7. Уломский С.Н. Материалы по сырому весу низших ракообразных из водоемов Урала // Науч.-техн. бюл. ВНИОРХ. 1958. №6. С. 81-89.
8. Уломский С.Н. Сырой вес массовых форм низших ракообразных Камского водохранилища и некоторых озер Урала и Зауралья // Тр. Урал. отд. ВНИОРХ. 1961. Т. 5. С. 200-210.
9. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР // под ред. Б.Х. Глуховского, Ленинград, ГМТ, 1991, «Проект моря СССР», том II, Белое море, Выпуск 1. Гидрометеорологические условия.

Study of structure and spatial dynamics phyto- and a zooplankton of Northern Dvina estuary in the summer 2009 are presented. Influence of hydrological features in the investigated period on plankton distribution is shown.

Гоголицын В.А.
(Северо-западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (СЗО ИО РАН), Архангельск, Россия, valgog@yandex.ru)

Соотношение хлорофиллов в Двинском заливе Белого моря

Gogolitzyn V.A.
(The North-Western Department of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Arjanghelsk, Russia)

Relationship of chlorophylls in Dvina bay of the White Sea

Материал и методы.

В основу данной работы положены материалы автора по гидробиологическому мониторингу водоёмов и водотоков северо-запада России за 1975-2000 годы [1], в частности, репрезентативная выборка по Двинскому заливу Белого моря за 1985-88 годы на 10 мониторинговых станциях, весна, лето, осень, 118 проб – 1062 выходных данных, рис. 1. Отбор и обработка проб фитопланктона велись по общепринятым методикам [1], аналогично и на пигменты [4, 5, 6].

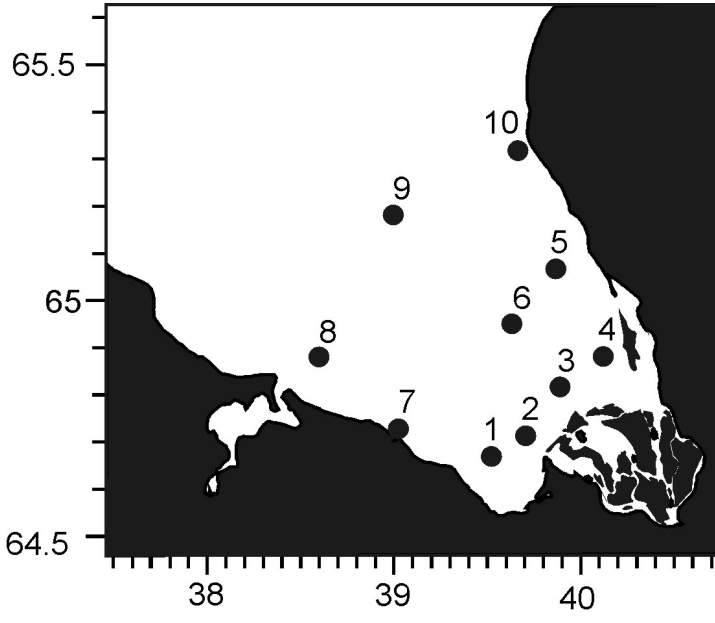


Рис. 1. Карта-схема расположения гидробиологических станций. Двинский залив Белого моря.

Результаты и их обсуждение

В Двинский залив Белого моря поступает мощный сток Северной

Двины, и здесь в зонах смешения (непосредственно вершина залива) формируются характерные фитопланктоценозы, в состав которых входят эврибионтные, в первую очередь эвригалинные виды: *Diatoma elongatum, Melosira arctica, Rhizosolenia s.v.a., Sceletonema costatum* и др. причём по относительной численности (сетной планктон) они могут практически доходить до 100%. Виды-доминанты меняются в зависимости от сезона и условий года: *pp. Chaetoceros, Fragilaria, Achnantes, Phaeocystis pouchetti, Sceletonema costatum, Talassiosira nordenskioldi* (весна); *Ditylum brightwellii, Thalassionema nitzschioides* (лето); *p. Ceratium, Nitzschia seriata* (осень); *Coscinodiscus concinnus* (весь вегетационный период). Ясно, что видовой состав фитопланктона различен в зависимости от сезона и условий года. Меняются и величины содержания основного хлорофилла *a*: 2-4 мкг/л весной, 1-3 мкг/л летом и 1-2 мкг/л осенью (только в вершине залива, на выносе двинских вод), оставаясь в этих пределах во всём ряду многолетних наблюдений. Для сравнения, величины хлорофилла *a* в водах реки Северная Двина или в устьевых створах её крупных притоков рек Сухона и Вычегда в вегетационный период по нашим многолетним данным составляют 4(6)-12(14) мкг/л. Величины каротиноидов всегда выше таковых хлорофиллов *b , c,* но сопоставимы с хлорофиллом *a,* как правило, ниже [2].

Данные по хлорофиллам широко используются в гидробиологии. К сожалению, обобщаются они на ограниченном материале, в узком временном ряду и с частными, иногда противоположными, выводами. На наш взгляд, состояние любого фитоценоза (пресноводного, солоноватоводного, морского) и биоценоза в целом по нашим исследованиям более объёмно характеризуются Показателем Пигментного Комплекса, т. е. соотношением **A:B:C,** где **A**=*a/(a+b+c),* **B**=*b/(a+b+c)*, **C**=*c/(a+b+c)***,** выраженном в процентах. Мы уже показали это на примере многолетних данных по пресноводным и солоноватоводным фитоценозам, когда по всем годам хорошо просматривается зеркальность кривых **A, B** и **C** относительно условной ординаты 40% с большим разрывом между **A** и **B**, **C** [2, 3]. Такая картина характерна для устойчивых водных масс, а значит для устойчивых фитоценозов. В нашем случае это фитоценозы большей части акватории Двинского залива, рис. 2. В период формирования фитоценозов или их распада в конце вегетации или в зонах смешения картина резко меняется [2]. Для Двинского залива очень характерны зоны смешения, особенно в вершине залива (станции 1-5), а влияние двинских вод прослеживается по правому берегу залива вплоть до ст. 10. Кроме того, имеет место поступление водных масс из Бассейна (ст. 8, 7) и подъём глубинных (ст. 6), где тоже образуются зоны смешения. Динамика стока реки Северная Двина особенно обусловливает мозаичность зон смешения. Все эти зоны хорошо выявляются при анализе **A:B:C.**

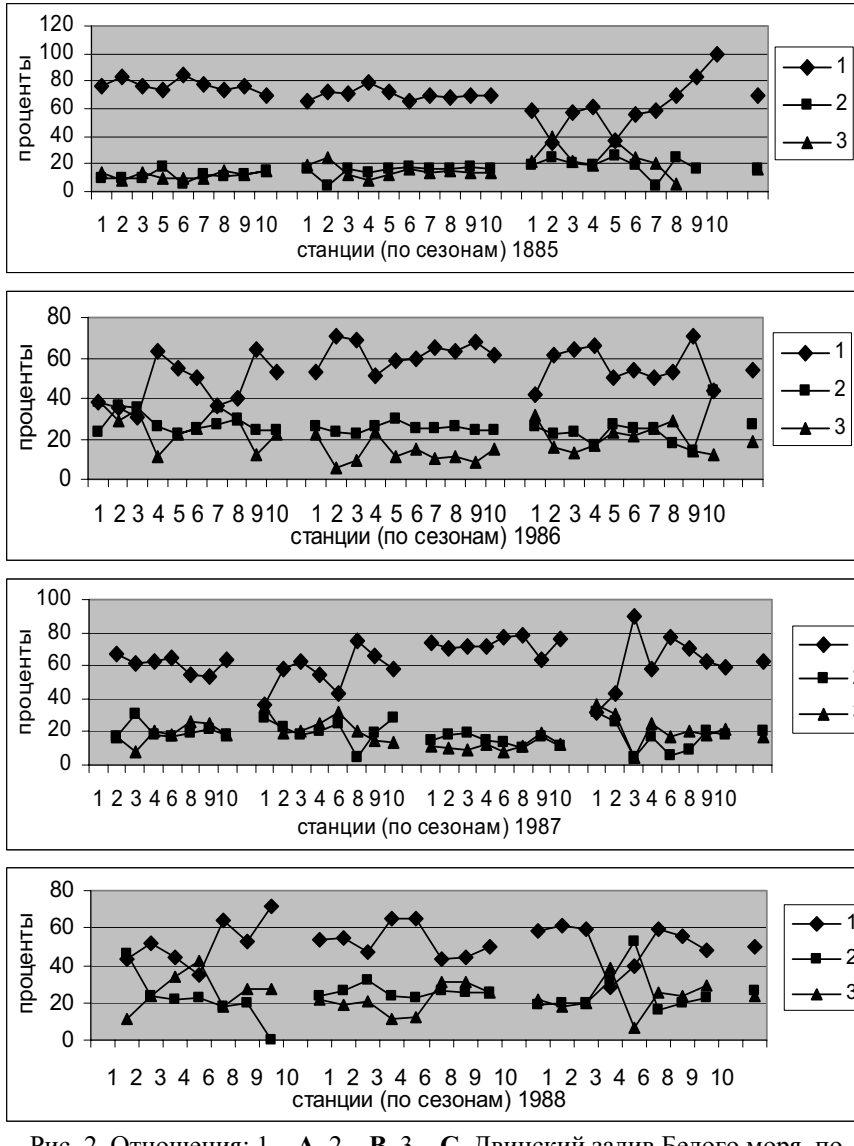


Рис. 2. Отношения: 1 – **A**, 2 – **B**, 3 – **C**. Двинский залив Белого моря, по станциям, сезонам: **1985** год (23-29. 05; 19-20.08; 25-28.10. 1985), **1986** (14.05; 12.08;16.10), **1987** (24.06; 12.08; 12.09; 02-11.11, **1988** (19,20,25.05; 27.06; 16.07)

Здесь соотношение резко меняется: величины сближаются, иногда кривые

пересекаются по типу **A:C:B.** Так характеризуются фитоценозы ст. 2, 5 осенью 1985; ст. 8, 7, 1, 2, 3 весной 1986; ст. 1, 6 в начале августа и 1, 2 глубокой осенью (ноябрь!) 1987; ст. 2 весной и осенью 1988, рис. 2. Что касается отношения по типу **A:C:B,** то это объясняется изменением видового состава: представителей хлорофитной линии (зелёные водоросли, хлорофилл *b*) в морях очень мало, преобладают практически диатомовые (Bacillariophyta) хромофитной линии (хлорофилл *c*) Увеличивается и доля мелких жгутиковых форм из других отрядов этой линии в зонах смешения, где наблюдается повышение растворимой органики (РОВ).

В общей же картине по показателю пигментного комплекса (**A:Б:C**) фитоценозы Двинского залива Белого моря за весь период наблюдений развиты и динамически устойчивы. Показатель **A:B:C** суммарно по годам составляет: медиана 70,17,14; 55, 25, 19; 64, 18, 18; 53, 23, 24; среднее 69, 16, 16; 55, 25, 20; 63, 18, 19; 52, 26, 23 в процентах, рис. 3.

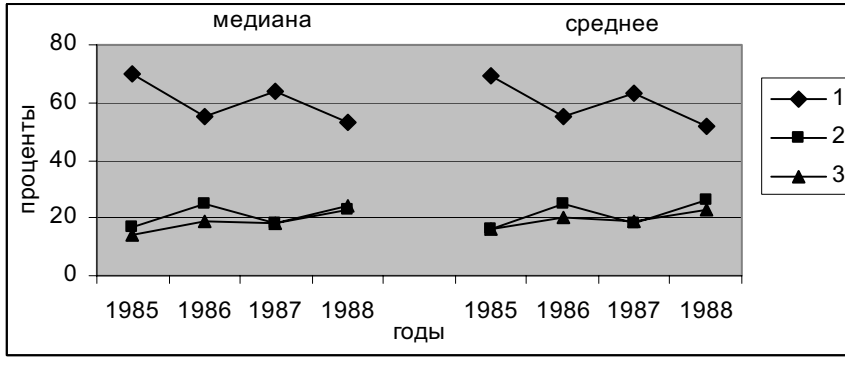


Рис. 3. Отношения: 1 – **A**, 2 – **B**, 3 – **C.** Суммарно по каждому году, 1985-1988, медиана, среднее.

Выводы

Фитопланктоценозы Двинского залива отличаются сменой видового состава и доминант в течение вегетационного периода при значительном диапозоне величин численности, биомассы и содержания каждого из хлорофиллов (пигментов).

По показателю пигментного комплекса (**A:Б:C**), не зависящему от колебаний величин, указанных выше, фитопланктоценозы Двинского залива Белого моря хорошо сформированы и динамично устойчивы. Хорошо выявляются зоны смешения различных водных масс или начало формирования (распада) устойчивого фитоценоза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ежегодники качества поверхностных вод по гидробиологическим показателям (раздел «Северо-запад» под ред. Гоголицына В.А.). Москва. Гидрометеоиздат. 1979-2000

2. Гоголицын В.А. Распределение хлорофиллов в устьевой части реки

Северная Двина. Вестник МГОУ, июнь 2011, Москва
3. Гоголицын В.А. Структура и функциональность пигментного комплекса Печорской губы Баренцева моря. Вестник ПГУ, № 2, 2011. Архангельск.
4. Jeffrey S.W.. Humphrey G.F. (1975). New spectrophotometric equations for determing chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants algae and natural phytoplankton. Biochem. Phys. Pfanz. 2: 191-194
5. Lorenzen G.J. (1967) Determination of chlorophyll and pheopigments: spectrophotometric equations. Limnology and Oceanography. 2: 343-346
6. Parsons T.R., Strickland J.D.H. (1963) Discussion on spectrophotometric determination of marine plant pigments with revised equations for ascertaining chlorophylls and carotenoids. J. Marine Res. 3: 155-163

Remains characteristic regularity in the relationship of basic chlorophyll and also additional *b, c* to their sum as index **A:B:C**, where **A**=*a/(a+b+c),* **B**=*b/(a+b+c),* **C**=*c/(a+b+c)* in the percentages, which reflects general structure and functionality of phytoplankton (species composition, the versions of metabolism, “the maturity” of phytocoenosis).

Губанова Я.Е.[1], Исаченко А.И.[2], Мокиевский В.О.[3], Токарев М.Ю.[1]
([1]Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, yana.msu@gmail.com; [2]Биологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; [3]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

Использование дистанционных методов для картирования биотопов в губе Ругозерская (Кандалакшский залив, Белое море)

Gubanova Y.[1], Isachenko A.[2], Mokievsky V.[3], Tokarev M.[1]
([1]Geological department, Lomonosov Moscow State University, Moscow, [2]Biological department, Lomonosov Moscow State University, Moscow; [3]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Habitat mapping using remote sensing methods in Rugozerskaya Inlet (Kandalaksha Bay, White Sea)

На базе Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцова Биологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова геологическим факультетом при участии биологического и географического факультетов с 2001 года последовательно проводятся детальные исследования донного рельефа и пространственного распределения придонных осадков [1]. Одной из основ этих разносторонних исследований являются работы, выполняемые преподавателями и студентами кафедры Сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ при поддержке компании ООО «Деко-геофизика». Результаты этих работ выходят за пределы учебно-методических задач и являются источником новых уникальных данных о строении осадков и рельефе мелководий в условиях сильно расчлененного берега [2].

За это время в Кандалакшском заливе Белого моря было исследовано около 15 кв. км с помощью гидролокации и примерно 300 погонных км сейсмоакустики. Практически все объекты и площади были верифицированы либо легководолазными методами (фото- и видеосъемка, пробоотбор, описания), либо – дистанционными (телеуправляемые аппараты и пробоотбор с судна) [3].

Целью данной работы было комплексное картографирование дна для определения типа донных илистых осадков, их структуры и пространственного распределения биологических сообществ по результатам наблюдений одноканального непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и гидролокации бокового обзора (ГЛБО), верифицированных легководолазными методами, пробоотбором и подводным видеонаблюдением с помощью телеуправляемого аппарата.

Для достижения поставленной цели все данные были обработаны, проведен анализ амплитуд и спектров донного отражения по данным НСП;

по результатам гидролокации бокового обзора составлена карта величин обратного рассеяния (мозаика) и проведен статистическоий анализ данных сейсмоакустических наблюдений.

Проведена комплексная интерпретация результатов обработки данных, по результатам которой были составлены схемы распределения типов и морфологии донных осадков губы Ругозерская.

Основой для картографирования биологического сообщества с доминирующим видом двустворчатым моллюском *Arctica islandica* (Bivalvia) стали данные биологического пробоотбора (более 70 точек наблюдения).

Основанием для картографирования этого вида по данным дистанционных методов является то, что, зарываясь в грунт, этот моллюск оставляет на поверхности дна сифон и часть раковины, что влияет на микрорельеф и отражательную способность дна.

По результатам интерпретации было выделено четыре литотипа, которые отражают совокупность гранулометрического состава осадка, микрорельефа, пространственная структура сообществ также имеет отражение в этом интегральном показателе. Основное влияние на последний фактор имеет распределение *A. islandica*. Таким образом была выявлена неравномерность в распределении особей, относящихся к разным размерным модам, и нелинейная зависимость между биомассой изучаемого вида и глубиной. Результатом комплексных исследований стали карты распределения размерных классов и сообществ (Рисунок).

Авторы благодарны сотрудникам Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцова Биологического факультета МГУ за поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сорокин В.М., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Баскакова Г.В., Мурашка А.П. Комплексные геолого-геофизические исследования осадочного чехла пролива Великая Салма (Белое море) // Разведка и охрана недр. 2009. С. 47–52.

2. Сорокин В.М., Токарев М.Ю., Старовойтов А.В. и др. Строение и состав четвертичных отложений губы Нильма, Белое море // Материалы XVII Международной научной конференции (Школы по морской геологии). Геология морей и океанов. Т. III. М. ГЕОС, 2007. С. 282–283.

3. Токарев М.Ю., Мокиевский В.О., Цетлин А.Б., Спиридонов В.А., Сафонов М.В. Междисциплинарные съемки донных ландшафтов // Наука и промышленность. 2002. Выпуск 9.

This paper is about the possibilities of mapping the structure and distribution of *A. islandica* biotop using seismic data, sidescan sonar data and direct methods. Studies were carried out in the Rugozerskaya Inlet (the Kandalaksha Bay of the White Sea).

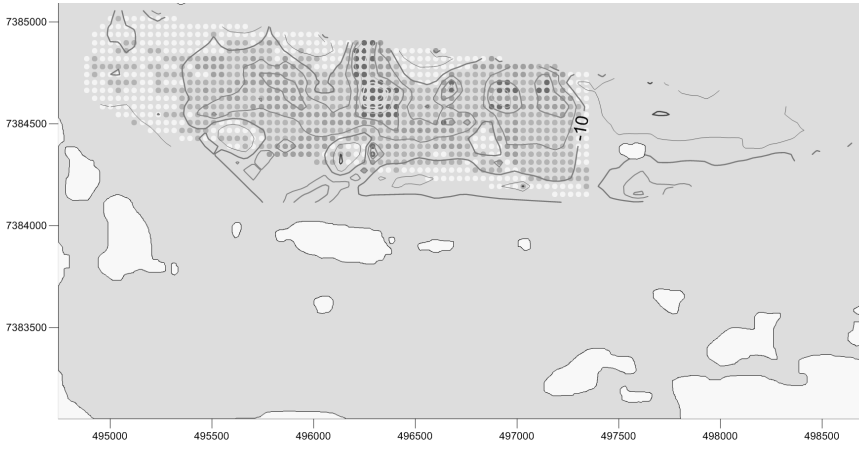


Рис. Карта распределения размерных классов моллюска *A. islandica*

Средняя численность *A. islandica*, преобладают размерные классы - 2 и 2–6 мм

Малая численность *A. islandica*

Нет *A. islandica*

Наибольшая численность *A. islandica*, преобладают размерные классы 2–6 и 6–10 мм

Малая численность A. islandica, преобладает размерный класс 6–10 мм

Гусакова А.И., Дара О.М.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
anastasia.gusakova@gmail.com)

Минеральный состав поверхностных донных осадков Белого моря

Gusakova A.I., Dara O.M.
(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Mineral composition of surface bottom sediments of the White Sea

В течение четвертичного периода обширное материковое оледенение периодически полностью покрывало территорию Балтийского щита и прилегающие районы. Ледниковый покров вбирал в себя океанские и морские воды, что приводило к падению уровня Мирового океана и мощным регрессивным этапам. Последнее на территории Европы, неоплейстоценовое валдайское оледенение окончилось примерно 11 тыс. лет назад, после чего начался период потепления. По мере оттаивания и отступления ледникового купола, по его периферии образовывались озёра. В созданной сети озер шло спокойное накопление тонких илистых осадков. Впадины, освобождаясь от ледника, начали заполняться водой, так и образовалось Белое море. Смена климатических и тектонических условий происходила постепенно, что нашло отражение в различных типах седиментации. Ледниково-озёрный этап, выразившийся в накоплении флювиогляциальных отложений обнажающихся в западной части Белого моря сменился ледниково-морским, тогда донные ледовые массивы поднялись к поверхности и постепенно в море начали поступать воды Северного Ледовитого океана. После этого поздне-послеледникового этапа осадконакопления наступает период, в который поверхностный лед начинает рушиться, оттаивать, и уноситься в Баренцево море, с тех пор устанавливается стадия голоценового морского осадконакопления, продолжающаяся и сейчас [2, 4, 7].

Целью нашей работы является исследование этих четырёх типов осадков, относящихся к ледовому, ледниково-озёрному, ледниково-морскому и морскому этапу седиментогенеза Белого моря. Мы предполагаем, что для каждого из них характерна своя минералогическая ассоциация, указывающая на различные палеоклиматические и геотектонические обстановки. Ниже мы привели данные, основанные на исследовании поверхностных морских голоценовых отложений.

Пробы донных осадков были отобраны в ходе проведения исследований по проекту “Система Белого моря” в 2001–2011 гг. в море при помощи дночерпателя, трубок Неймисто и ударных грунтовых трубок большого диаметра [3, 5, 6, 8]. В первую очередь нами были изучены поверхностные

донные отложения в слое 0–5 см. Места отбора проб показаны на рисунке.

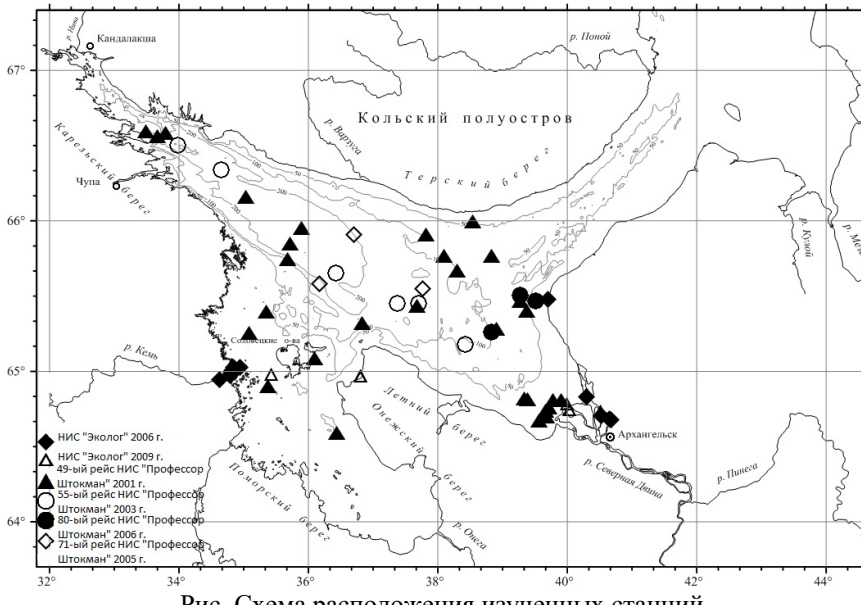


Рис. Схема расположения изученных станций.

Для минералогического изучения мы использовали крупноалевритовую и иногда мелкопесчаную фракции, которые получали путем просеивания через сита с диаметрами ячеек 0.1–0.05 мм. Далее пробы помещались в делительные воронки объемом 250 мл и при добавлении тяжелой жидкости (бромоформ) плотностью 2.899 г/см³ разделялась на тяжелую и легкую подфракции. Минералы тяжелой подфракции закреплялись на стеклянные пластинки при помощи канадского бальзама и изучались под оптическим микроскопом. В каждой пробе подсчитывалось не менее 300 зерен. В подтверждение достоверности оптических наблюдений для некоторых образцов был проведен количественный и качественный анализы на рентгеновском дифрактометре.

Нами было изучено около 70 проб морских поверхностных донных осадков. Наиболее распространенными минералами тяжелой подфракции в поверхностных отложениях Белого моря являются минералы группы амфиболов. Их концентрации в среднем составляют 55%. Зоны с повышенными содержаниями этих минералов отмечены у эстуария реки Кемь, а также на выходе Кандалакшского залива в Бассейн, где их максимальные концентрации составляют 76% и 72%, соответственно. Незначительное снижение количества амфиболов в поверхностных осадках отмечается у устья реки Северная Двина и далее вглубь Двинского залива

(до 57–60%). Следующие две группы, составляющие значительную часть среди минералов тяжелой подфракции в морских осадках поверхностного слоя Белого моря, представлены гранатами, главным образом альмандином, и минералами группы эпидота. Также как и амфиболы, гранаты и эпидот представляют собой терригенные минералы средней степени устойчивости, однако, по содержанию они уступают первым. Области повышенных концентраций этих минералов в поверхностном слое осадков Белого моря, в целом, такие же, как и для амфиболов, так как главным источником сноса для них являются породы Балтийского щита. Наибольшие концентрации гранатов (22–23%) отмечены у эстуария реки Кемь, наименьшие в Бассейне, где они составляют 12–15%, увеличение их содержания отмечается в Двинском заливе (16–19%), у Зимнего берега (до 19–23%) и в Кандалакшском заливе (18.5%). Концентрации эпидота в Двинском и Кандалакшском заливе и близ Зимнего берега в среднем составляют 15–19%, что превышает содержание его в Бассейне, где средние значения составляют 10–12%. Повышенное содержание эпидота (до 29%) в поверхностных осадках наблюдается вблизи эстуария р. Кемь. Минералы группы пироксенов, в основном, моноклинные (авгит) и в меньших количествах ромбические (гиперстен), широко распространены в поверхностных осадках Белого моря. Однако их максимальные концентрации не превышают 10%, а средние содержания составляют 4–6%. Устойчивые минералы, такие как циркон, турмалин и рутил, обнаруживаются в осадке в незначительных количествах. Однако, следует обратить внимание на сфен, который является широко распространенным минералом пород слагающих Балтийский щит. Наибольшие его концентрации наблюдаются в прибрежных районах реки Кемь (4.5–6%) и реки Северная Двина (3–5%). В Бассейне и Кандалакшском заливе его средние концентрации достигают 0.5–1%, для Горла района близ Зимнего берега эти значения возрастают до 4–5%.

Наибольшие концентрации минералов тяжелой подфракции мы обнаружили в областях распространения песчаных отложений. Так, в районе эстуариев Кеми и Северной Двины, Онежского залива, Горла концентрации тяжелых минералов достигают 8–11%, а у северной оконечности Онежского полуострова эти значения возрастают до 21%. Тогда как в местах преобладания пелитовых осадков концентрации тяжелых минералов колеблются в пределах 0.8–2%.

Изучение минералов тяжелой подфракции в поверхностных осадках Белого моря показало, что основными питающими провинциями являются Кольский, Беломорский и Карельский районы Балтийского кристаллического щита. Разрушение и снос обломков пород широко распространенных здесь метаморфических комплексов выражены в образовании в поверхностных морских осадках амфибол-эпидот-гранат-пироксеновой минералогической провинции. Следует отметить, что во

многих исследуемых пробах присутствуют незначительные количества доломита (от следов до 4%). С юго-юго-востока Белое море ограничивает северная часть Русской плиты. Под чехлом четвертичных отложений здесь залегают осадочные породы вендского, каменноугольного, девонского и пермского возрастов. Геологические образования этого района представлены кварцевыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, известняками, доломитами, глинами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками [1]. Таким образом, мы можем видеть незначительное влияние сноса дочетвертичных пород северной части Русской плиты на формирование минералогического состава морских голоценовых поверхностных донных осадков Белого моря.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну, В.П. Шевченко и всем, кто помогал в проведении исследований. *Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы 21 Президиума РАН и гранта НШ–3714.2010.5.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология СССР. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Часть 1. Геологическое описание. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1963, Т. 2. 1080 с.
2. Джиноридзе Р.Н., Кириенко Е.А., Калугина Л.В., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Спиридонова Е.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 34–39.
3. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П., Петров М.П., Толстиков А.В., Здоровеннов Р.Э., Платонов А.В., Филиппов А.С., Бушуев К.Л., Кутчева И.П., Денисенко Н.В., Штайн Р., Заукель К. Комплексные исследования в Онежском заливе Белого моря и эстуарии реки Онега в летний период // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 276–288.
4. Евзеров В.Я. Оледенения района Беломорской котловины // Система Белого моря. Природная среда водосбора. М.: Научный мир, 2010. Т. 1. С. 76–93.
5. Лисицын А.П. Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения – опыт двухлетних исследований на Белом море // Актуальные проблемы океанологии. М.: Наука, 2003. С. 501–554.
6. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Новичкова Е.А., Политова Н.В., Филиппов А.С. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2010. С. 559–597.
7. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
8. Шевченко В.П., Здоровеннов Р.Э., Кравчишина М.Д., Кутчева И.П.,

Новигатский А.Н., Политова Н.В., Потапова И.Ю., Приходько Д.И., Сластина Ю.Л., Теканова Е.В., Толстиков А.В., Филиппов А.С., Чульцова А.Л., Щербаков К.А. Системные исследования Белого моря в период летней межени 2009 г. В рейсе научно-исследовательского судна «Эколог» // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 666–670.

The heavy minerals sub-fraction study in marine Holocene surface bottom sediments of the White Sea have shown that the major feeding provinces are Kola, White Sea, Karelian regions of the Baltic Shield. Debris destruction and demolition of widely spread metamorphic complexes expressed in the formation in surface marine sediments of the amphibole-epidote-garnet-pyroxene mineralogy province.

Демиденко Н.А.[1], Землянов И.В.[1], Горелиц О.В.[1], Ефимова Л.Е.[2]
([1]ФГУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова», Москва, demidenko_nikola@mail.ru; [2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ef_river@mail.ru)

Гидрологический режим устьевой области реки Онега

Demidenko N.A.[1], Zemlyanov I.V.[1], Gorelitz O.V.[1], Efimova L.E.[2]
([1]State Oceanographical Institute, Moscow; [2]M.V.Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Hydrologycal regime of the Onega estuary

Устьевая область реки Онега относится к типу приливного устья с однорукавным устьевым участком и открытым отмелым устьевым взморьем. Устьевой участок реки длиной около 26 км имеет некоторое приливное расширение русла на выходе в Онежский залив и по своим геоморфологическим признакам приближается к эстуарию. Верхняя граница устьевого участка совпадает с резким подъемом дна р. Онеги у Кокоринских порогов, где русло реки рассекает моренную гряду. Нижней границей устьевого участка является устьевой створ, соединяющий м. Пильский и м. Пихнемский. Ширина русла на устьевом створе – 2 км, в вершине устьевой области – 200–400 м. Входящее в состав устьевой области устьевое взморье занимает мелководную часть вершины Онежского залива, ограниченную участками морского побережья и морской границей по линии м. Ворзогорский – о. Шоглы – м. Пильемский. Ширина устьевого взморья – 15 км. Устьевое взморье находится в пределах зоны, ограниченной изобатой 5 м и преобладающими глубинами 2–3 м (рис. 1).

Ложе русла устьевого участка реки врезано в трудно размываемые коренные породы. Выходы коренных пород на поверхность имеются в зоне устьевого взморья в виде скалистых островов, разделяющих устьевой бар на две стоковые ложбины, имеющие название Карельский и Двинский фарватеры [1].

Сток речной воды, поступающий через устьевую область Онеги в Белое море, формируется на площади водосбора, равной 56900 км². Замыкающим створом является гидроствор Порог, находящийся в 30 км от устьевого створа и с площадью водосбора 55700 км², составляющей 97,8% суммарной площади водосбора р. Онеги. В устьевую область Онеги поступает в среднем 16 км³ речной воды в год. Межгодовые изменения этого объема составляют от 64 до 152%, т.е. от 10 до 24 км³. Средний многолетний расход воды р. Онега на г/с Порог за период 1943–2000 гг. составил 492 м³/с, на устьевом створе Онеги равен 500 м³/с. Средний годовой модуль стока равен 8,71 л/с·км², средний слой стока – 279 мм в год. Коэффициент вариации

среднего годового стока Cv = 0,20, а коэффициент асимметрии Cs = 0,45 [3].

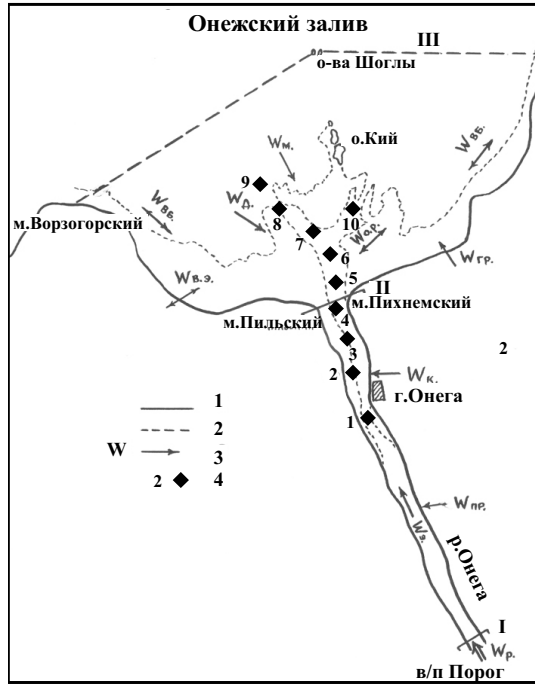


Рис. 1. Схема устьевой области р. Онеги и источников поступления наносов. I – речная граница устьевой области (УО); II – устьевой створ; III – морская граница УО. 1 – береговая линия залива и реки; 2 – граница приливной осушки в малую воду; 3 – источники поступления наносов; 4 – номер и местоположение гидрологических станций во время съемки 10.06.2011 г.

Онега относится к группе рек с преимущественно снеговым питанием и наибольшим весенним стоком. На долю весеннего половодья (апрель – июнь) приходится около 56% годового объема стока воды, причем 31–35% этого объема составляет сток в мае и 15–19% – в июне. Наибольшие расходы воды в половодье не превышают 5000 м³/с и в среднем равны 3100 м³/с. Расходы летней межени более чем в 2 раза превышают расходы зимней межени. Средний расход воды в устье Онеги в летнюю межень (июль – август) – 382 м³/с, в зимнюю межень (январь – март) – 153 м³/с. Осенний паводок в р.Онега проходит обычно в октябре и среднемесячный расход воды равен 482 м³/с. На этот месяц приходится 8% годового объема стока.

Характеристику режима уровня воды на устьевом участке Онеги можно получить по данным наблюдений на водпосту Порог (1916–2010 гг.) и г. Онега (1932–2000 гг.). Отметка нуля поста Порог равна 10,31 м БС. В

качестве нуля поста Онега используется «нуль 1910–1911 гг.», имеющий отметку минус – 1,44 м БС [1]. Уровни воды и глубины в устье р.Онеги отсчитываются от «нуля 1910–1911 гг.». Многолетний размах колебаний уровня выше Кокоринских порогов (в/п Порог) составляет 605 см. Наивысший за многолетний период уровень воды по в/п Порог 525 см (1957 г.), наименьший уровень минус 80 см (1950 г.). Средний многолетний уровень воды по посту Онега равен 141 см над «нулем 1910–1911 гг.» или – 3 см относительно нуля Кронштадского футштока (БС). Многолетний размах колебаний уровня по этому посту равен 522 см.

Максимальные подъемы уровня воды на устьевом участке р.Онега наблюдаются в период весеннего ледохода при образовании заторов льда в устье реки или на фарватерах устьевого бара. Максимальные заторные уровни воды в районе г. Онеги достигают 3,4 м (1964 г.) относительно среднего многолетнего уровня. Наибольшие из максимальных заторных уровней воды в период весеннего половодья составили по в/п Онега 480 см (1946 г.) и 454 см (1953 г.) над нулем 1910–11 гг. Помимо заторов максимальные уровни воды создаются штормовыми нагонами. Максимальные нагонные уровни воды достигают 2,8 м (октябрь 1962 г.) относительно среднего многолетнего уровня или 1,8 м над средним уровнем полной воды [3].

Особенности гидрологического режима устьевой области р.Онеги в наибольшей степени связаны с процессом проникновения приливных волн и осолоненной воды в устье реки из Онежского залива Белого моря [2]. По Карельскому и Двинскому фарватерам приливная волна проникает на устьевой участок реки. Граница проникновения приливной волны находится в 26 км от устьевого створа у основания Кокоринских порогов. Средняя фазовая скорость приливной волны на устьевом участке Онеги – около 20 км/час. Средняя величина прилива в безледный период на устьевом взморье (о. Кий) составляет 238 см, наибольшая (сизигийная) – 280 см, наименьшая (квадратурная) – 195 см. Форма кривой прилива асимметрична. Время подъема уровня $\tau+ = 5$ ч 44 мин, время падения уровня $\tau^- = 6$ ч 40 мин, коэффициент асимметрии местной кривой прилива $\boldsymbol{K} = 0{,}16$. У г. Онеги характерные величины приливов в летнюю межень всего на 3% меньше, чем на устьевом взморье.

В период весеннего половодья и осеннего паводка сток речной воды в значительной степени способствует затуханию приливной волны. Величина прилива у г.Онега в половодье при открытом русле уменьшается на 65% по сравнению с величиной прилива в летнюю межень. В зимний период ледяной покров также гасит проникающую в устье приливную волну. При максимальном развитии припая величина прилива у г.Онеги составляет всего 55% средней величины прилива в период летней межени.

В устьевой области Онеги формируется зона смешения речных и морских вод. Зона смешения вод на спаде весеннего половодья охватывает

практически всю акваторию вершины Онежского залива южнее о. Кондостров. Здесь хорошо прослеживаются шлейфы осолоненных вод в поверхностном слое залива, т.е. наблюдается струйное истечение вод из зоны их смешения. Генеральное направление этих струй зависит от направления ветра. В большинстве случаев истекающие из Карельского и Двинского фарватеров в виде струй потоки осолоненных вод направлены в Онежский залив вдоль Поморского берега [2].

Критическим для начала проникновения осолоненных вод на устьевой участок Онеги является расход речной воды 1000 м³/с. При меньших расходах воды осолоненные воды взморья уже могут проникать через устьевой створ. Этому также способствует относительно высокая соленость вод устьевого взморья в межень – 20–26‰. Зона смешения речных и морских вод характеризуется хорошей степенью вертикального перемешивания вод и продольными градиентами солености воды, равными 2,5–4,5‰ на 1 км. Средняя протяженность зоны смешения около 6–10 км. Максимальная дальность проникновения соленых вод в устье Онеги в летнюю межень около 10 км [2].

Термический режим вод характеризуется сезонным ходом температуры воды, обусловленный в основном сезонным ходом температуры воздуха в безледный период. Весной в конце апреля происходит переход температуры воды через 0°С к положительным значениям. Повышение температуры воды начинается одновременно с очищением устьевого участка реки ото льда. Максимум температуры воды наступает в конце июля и достигает 26–28°С у в/п Онега. Средняя многолетняя температура воды в июле у в/п Порог 18,4°С, у в/п Онега – 18,6°С. С августа начинается летне-осеннее охлаждение воды. В начале ноября температура воды достигает значений, близких к температуре замерзания.

Средняя многолетняя дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0°С к отрицательным значения в устье Онеги – 4/XI, средняя дата появления нулевых значений температуры воды и начала образования льда у г.Онеги – 9/XI. Ранняя дата появления здесь льда – 17/X, поздняя – 24/XI.

Средняя дата образования сплошного припая в устье Онеги – 2/XII, наиболее ранняя – 4/XI (1916), наиболее поздняя – 15/I (1933). Формирование припая на устьевом взморье начинается во второй половине декабря, и максимального развития припай достигает в марте. В апреле происходит постепенное разрушение припайного льда. Средняя продолжительность ледостава в районе в/п Порог – 170 дней, в районе в/п Онега – 180 дней. В целом для устьевой области р.Онеги средняя продолжительность ледового периода составляет 190 сут.

Максимальная толщина льда наблюдается в конце марта и достигает в среднем 70 см, при увеличении толщины до 150 см торосистого льда на устьевом взморье. Начало весеннего ледохода у в/п Порог приходится на 2/V (наиболее ранняя дата ледохода – 16/IV, наиболее поздняя – 22/V),

очищение ото льда – 5/V. Вскрытие устьевого участка р. Онеги происходит в среднем 2–5/V. Окончательное очищение ото льда всей устьевой области Онеги происходит в средине мая. Вскрытие устьевого участка реки сопровождается навалами льда на берега и причальные сооружения.

Неравномерное распределение стока воды по сезонам создает значительную неравномерность годового хода ряда связанных со стоком гидрологических элементов. В частности, большая часть массы наносов, средняя годовая величина которой составляет 290 тыс.т, выносится в море в период половодья. Среднегодовая мутность воды в вершине устьевой области Онеги составляет около 12 г/м³, при среднем максимуме – 30 г/м³ и среднем минимуме – 7 г/м³. В зависимости от фазы водного режима и приливного цикла мутность воды в эстуарии Онега изменяется в более широких пределах – от 2–3 г/м³ до 50 г/м³ в поверхностном горизонте и от 50 до 200 г/м³ в придонном горизонте. Гидрологическая съемка в устьевой области р. Онега от г. Онега до о. Кий в июне 2011 г. показала изменение в поверхностном горизонте солености до 18‰ и мутности до 30 г/м³ (табл. 1)

Таблица 1. Значения температуры, солености и мутности воды в поверхностном горизонте в полную воду в устье р. Онеги 10 июня 2011 г.

Номера станций	Глубина на станции, м	Температура, °С	Соленость воды, ‰	Мутность воды, г/м³
1	6,0	20,0	0,04	0,2
2	7,6	19,4	0,06	9,2
3	6,9	19,6	0,13	0,3
4	7,9	21,0	0,67	1,3
5	7,2	19,6	0,45	0,9
6	5,3	19,3	2,10	3,7
7	7,8	19,1	6,20	10,9
8	6,7	14,8	16,90	14,8
9	2,5	13,0	18,20	29,9
10	2,4	17,9	10,20	18,0

Русло Онеги на всем устьевом участке реки слабо извилистое, практически неразветвленное. В морфологическом отношении русло реки в целом довольно устойчиво как в связи с трудноразмываемыми породами, слагающими дно и берега русла, так и силу очень малой насыщенности потока наносами и малого стока наносов.

Устьевое взморье, несмотря на его открытость в морфологическом отношении, представляется довольно сложным объектом, что определяется главным образом его геологической структурой. Значительную часть устьевого взморья занимает обширный устьевой бар или баровая отмель, которая состоит из широких, длинных песчано-илистых устьевых кос и осередка, разделенных стоковыми ложбинами. Наибольшей сложностью в геолого-морфологическом отношении отличается осередок, поверхность которого существенна нарушена выходами кристаллических пород в виде

отдельных островов (Кий, Фаресов, Крестовый, Горонтьев, Избяная Луда, Сельдяные Луды и множество мелких скал).

Современные баровые (аллювиальные и морские) отложения представлены довольно маломощными (местами не более 1 м) слоем, прикрывающим подстилающие древние породы. Несмотря на небольшую мощность современных аллювиальных и морских отложений устьевого взморья они, в силу их несвязности, поддаются механическому воздействию морского волнения и течений. Поэтому и рельеф устьевого взморья (кроме останцев), в том числе и такие морфологические образования как стоковые ложбины бара, отличаются наибольшей относительной динамичностью среди всех морфологических элементов устьевой области.

Как общая морфоструктура, так и характер детализирующих ее морфологических элементов со всей очевидностью указывают на то, что в формировании ложбины Карельского фарватера доминирующим фактором является стоково-отливные течения, в то время как в формировании ложбины Двинского фарватера основным фактором является приливно-стоковые течения. Западная стоковая ложбина, Карельский фарватер, используется как судоходный канал, ведущий в устье р.Онеги.

Таким образом, устьевая области р.Онеги является в некотором роде уникальной, что связано с специфическими геологическими условиями и невыработанностью профиля русла в подстилающих коренных породах. Короткий, не соответствующий водности реки устьевой участок со значительным подъемом дна является причиной аномального затухания приливной волны и ограниченной дальности проникновения соленых вод взморья. Эти два процесса создают своеобразие гидрологического и ледового режимов в этой устьевой области реки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вихман А.М. Изыскания в портах Белого моря 1910–1915 гг. // Труды отдела торговых портов. 1917. Вып. 54.
2. Кураева Л.Н., Лупачев Ю.В. Особенности циркуляции и перемешивания вод в устьевой области Онеги // Труды ГОИН. 1986. Вып. 179. С. 11–17.
3. Лупачев Ю.В. Особенности гидрологического режима устьевой области Онеги // Труды ГОИН. 1982. Вып. 161 С. 92–96.

The hydrological regime of the Onega estuary depends on the river discharges of the water, sediment and heat, tidal waves and intrusion of the salt water into the mouth. The coastal ice and storm surges are influence on the water level, flow velocity and the estuarine sedimentation. The tidal river bed and offshore are the dimensional stability.

Евзеров В.Я.
(Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, yevzerov@geoksc.apatity.ru)

Результаты стратиграфического и хроностратиграфического изучения отложений морских трансгрессий в Беломорской котловине

Yevzerov V.Y.
(Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity)

Results of stratigraphic and chronostratigraphic investigation of marine transgression sediments in the White Sea depression

В Беломорской котловине достоверно установлены отложения трех трансгрессий, имевших место в периоды микулинского межледниковья, раннего валдая и позднего плейстоцена – голоцена. Все они изучены палеонтологически и датированы различными методами. Упомянутые отложения широко представлены в обнажениях по берегам рек, впадающих в Белое море, и, кроме того, вскрыты скважинами в морской акватории. Детальное исследование их разрезов началось в XX в. Наибольший вклад в изучение толщ морских отложений внесли специалисты по фауне морских моллюсков, палинологии и литологии [1-5]. Рассмотрим полученные результаты в исторической последовательности формирования морских осадков.

Палинологи установили, что в период оптимума микулинского межледниковья наземная растительность занимала позиции более или менее близкие к современным. Широколиственные леса подходили к южному побережью Белого моря. Поэтому удалось успешно сопоставить пыльцевые диаграммы морских отложений микулинского межледниковья Архангельской области с диаграммами морских и континентальных межледниковых отложений средней России и западной Европы [3, 5]. Сопоставление позволило оценить продолжительность стадий развития морского бассейна посредством подсчета годичных слойков диатомита межледникового озера [5], фактически проигнорировав датировки, полученные физическими методами [6].

Разрезы микулинских межледниковых осадков на северном побережье Белого моря находятся вблизи предела распространения лесной растительности, вследствие чего спорово-пыльцевые диаграммы этих разрезов невозможно корректно сопоставить с аналогичными диаграммами более южных разрезов. Сводный разрез упомянутых отложений составлялся автором с учетом фаций осадков и их гипсометрического положения. По результатам геологического и палеонтологического изучения отложений, залегающих под мореной поздневалдайского оледенения, здесь были выделены понойские и стрельнинские слои, относящиеся, соответственно, к

микулинскому межледниковью и ранневалдайскому межстадиалу [7].

Понойские слои по палеонтологической характеристике являются типичными межледниковыми образованиями, сформировавшимися в климатической обстановке более благоприятной, чем современная. Начало их образования пришлось на период деградации московского оледенения. Поэтому в основании разреза залегают ледниково-морские осадки (морской диамиктон), встреченные в низовьях рр. Чапомы и Поноя (против бывшего села Поной) на отметках около 9-10 м над уровнем моря (ур. м.). Отложения, накопившиеся в период, близкий к максимуму трансгрессии, обнаружены в упоминавшемся разрезе на р. Поной (глины в интервале высот 10-16 м над ур. м.) и разрезе на р. Малой Качковке (глины и сменяющие их вверх по разрезу пески на отметках около 134-125 м над ур. м.). Этап регрессии запечатлен в последовательно накапливающихся песках и детритовых песках разрезов на р. Малой Качковке (134-126 м над ур. м.), ручьях Поповом (118-115 м над ур. м.) и Пахтенном (105-103 м над ур. м.) левых притоках р. Поной и р. Поной против села Поной (27-16 м над ур. м.). Отметим, что комплексы фораминифер в глинах и детритовых песках последнего разреза идентичны. Поэтому относить их к разным трансгрессиям, как это сделано в [8], нет оснований.

Все полученные до сих пор конечные датировки раковин морских моллюсков из понойских слоёв радиоуглеродные (от 34,5±0,45 до 44,2±1,77 тыс. лет) и уран-иониевые (от 85,5±3,2 до 114±4 тыс. лет) оказались значительно моложе возрастного интервала микулинской трансгрессии (морская изотопная стадия (МИС) 5e). Только результаты датирования методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), составившие от 111,5±12,4 до 128,7±7,5 тыс. лет до настоящего времени (н.в.) отвечают возрасту МИС 5e. Не соответствуют этой стадии датировки, полученные методами ЭПР и оптически стимулированной люминисценции (ОСЛ) (71,9±8,2; 73±7,5; 74±8,8; 96±8) для толщ глин и детритовых песков обнажения на р. Поной [8].

Стрельнинские слои залегают на ледниковых отложениях московского оледенения или с размывом на понойских слоях. По палеоклиматической характеристике они являются межстадиальными и палинологически вполне удовлетворительно сопоставляются с осадками межстадиала перяпохьёла северной Финляндии [7]. Для них методами ЭПР и ОСЛ получены датировки в диапазоне от 44,4±3,2 до 101,9±12,2 тыс. лет до н.в. [9]. Отложения с наиболее молодыми возрастами, встреченные в долинах рек Большой Кумжевой и Каменки, не залегают на стрельнинских слоях и по палеонтологическим характеристикам не отличаются от осадков с более древними возрастами. Поэтому относить их к самостоятельной средневалдайской трансгрессии, как это сделано в работе [9], нет достаточных оснований. Следует отметить, что в Архангельской области тоже только по результатам датирования без палеонтологического изучения

выделены осадки морской трансгрессии среднего валдая [10]. Между тем климато-гляциологические данные свидетельствуют о невозможности существования эвстатического уровня моря, близкого к современному, в период среднего валдая, следовательно, и невозможности развития морской трансгрессии в это время [11].

Отложения наиболее молодой позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии детально изучены в озерных котловинах, изолировавшихся от моря вследствие поднятия континента [12]. Установлено, что в период деградации поздневалдайского ледникового покрова в Беломорской котловине существовал приледниковый водоём, на осадках которого с размывом залегает толща морских отложений. Датирование переходных слоёв, накопившихся в период смены пресноводных условий осадконакопления морскими, показало, что проникновение морских вод в депрессию Белого моря началось в конце аллерёда, около 11 тыс. лет и продолжалось примерно до 10 тыс. лет (до н.в.). Затем происходило отступление береговой линии моря, на фоне которого, судя по геоморфологическим данным, имела место кратковременная трансгрессия тапес. Размыв в основании толщи морских осадков образовался, очевидно, вследствие сброса талых ледниковых вод через Горло Белого моря в аллерёде, вскоре после которого началось поступление морских вод в Беломорскую котловину. Следует отметить существенную разницу в оценке возрастов переходных слоёв из разрезов отложений соседних озерных котловин вблизи пос. Умба. Радиоуглеродным методом получены датировки в 10560±100 (Beta-109613) и 11230±140 (Beta-109614) лет. Наиболее вероятной с палеогеографической позиции и с позиции используемой нами техники бурения представляется вторая датировка, к которой близка датировка переходных слоёв в разрезе озерной котловины около пос. Чупа, расположенного западнее пос. Умба. Завершающий этап аллерёдского потепления безусловно предпочтительнее для поступления морских вод, чем эпоха позднедриасового стадиального похолодания, и при задавливании нами трубки в грунт нельзя нацело исключить возможность попадания более молодого органического материала в более древний. Дополнительными аргументом в пользу проникновения морских вод в Беломорскую котловину в конце аллерёда является то, что подпрудное приледниковое озеро в юго-восточной части Кольского полуострова после максимального продвижения ледника в среднем дриасе существовало на протяжении лишь 600 лет [13], тогда как аллерёд имел существенно бóльшую продолжительность.

Изложенный материал показывает, что результаты датирования четвертичных отложений, как, впрочем, и отложений любого другого возраста, полезны при стратиграфических исследованиях, но не могут рассматриваться как абсолютные. Минимальные ошибки вероятны при датировании голоценовых образований, но ошибки учащаются и

значительно возрастают по мере удревнения осадков. Поэтому представляется очевидным, что все палеогеографические и стратиграфические реконструкции, восстанавливающие последовательность и обстановки формирования осадочных толщ должны базироваться на результатах геологических и палеонтологических исследований. Датировать осадки тем или иным методом имеет смысл только в комплексе с указанными исследованиями. К сожалению, некоторые специалисты полагают, что «становым хребтом» всех реконструкций могут быть результаты датирования. Однако эти результаты, как отмечалось, не являются абсолютными. Все геохронометрические модели обладают неоднозначностью, поскольку в хронометрии решается типичная обратная задача естествознания: по следствиям, наблюдаемым сегодня, восстанавливается причина, действовавшая в геологическом прошлом. Известно, что решение таких задач неоднозначно [14]. В связи с этим результаты датирования обязательно должны тестироваться другими методами. К такому заключению достаточно давно пришли зарубежные специалисты, занимающиеся радиоуглеродным датированием [15], и это заключение необходимо распространить на все без исключения результаты физических методов датирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН 11 «Физические и химические процессы в атмосфере и криосфере, определяющие изменения климата и окружающей среды».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: изд. АН СССР, 1960. 233 с.
2. Лаврова М.А., Троицкий С.Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири // Хронология и климаты четвертичного периода. Докл. сов. геол. на междунар. геол. конгрессе, XXI сессия. М.: Наука. 1960. С. 124-136.
3. Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука. 1964. 106 с.
4. Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и её влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия. 1982. 156 с.
5. Grøsfjeld, K., Funder, S., Seidenkrantz, M.-S., Glaister, C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia. Boreas. 2006. Vol. 35. P. 493-520.
6. Molodkov A., Raukas A. ESR age of the Late Pleistocene transgressions in the eastern part of the White Sea coast // Geologija. Vilnius. 1998. № 25. P. 62-69.
7. Евзеров В.Я. Отложения позднеплейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30-31. С.172-178.
8. Корсакова О.П., Семенова Л.Р., Колька В.В. Последовательность и условия формирования рыхлых отложений в районе нижнего Поноя (восток

Кольского полуострова) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена: Мат. межд. научн. конференции (Мурманск, 27-30 октября 2010 г.). Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 169-175.
9. Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН. 2004. Т.398, № 2. С. 218-222.
10. Ensen M., Larsen E., Demidov I., Funder S., Kjær H. Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Archangelsk region, northwestern Russia // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 521-538.
11. Mörner N.-A. The position of the Ocean Level during the Interstadial at about 30 000 B.P.- A Discussion from a Climatic-Glaciologic Point of View//Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8, 132. P. 132-143.
12. Евзеров В.Я., Корсакова О.П., Колька В.В. История развития морских бассейнов в Беломорской депрессии за последние 130 тысяч лет (состояние вопроса и перспективы исследований) // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода №67. М.: ГЕОС, 2007. С. 54-65.
13. Бахмутов В.Г., Евзеров В.Я., Загний Г.Ф., Колька В.В., Горбунов Е.О. Условия формирования и возраст краевых образований последнего ледникового покрова на юго-востоке Кольского полуострова// Геоморфология, № 2, 1991. С. 52-58.
14. Тихонов А.Н., Гончарский А.В. (ред.). Некорректные задачи естествознания. М.: Изд-во МГУ. 1987. 303 с.
15. Fowler A.J., Gillespie R., Hedges R.E.M. Radiocarbon dating of sediments by accelerator mass spectrometry//Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1986 44 P. 15-20.

As natural conditions are complex, all datings should be look through the prism of information on an environment provided by pollen, diatomic, magnetic and another researches. No method gives a real picture of ancient environments. The multidisciplinary approach is necessary to estimate the impact of various sedimentary processes.

Ефимова Л.Е.[1], Демиденко Н.А.[2], Жук В.А.[1], Фролова Н.Л.[1], Широкова В.А.[3]
([1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ef_river@mail.ru; [2]ФГУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова», Москва, demidenko_nikola@mail.ru; [3]Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, Москва, shirocova@gmail.com)

Гидрохимическая характеристика вод устьевой области р. Онеги

Efimova L.E.[1], Demidenko N.A.[2], Zhuk V.A.[1], Frolova N.L.[1], Shirokova V.A.[3]
([1]M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow; [2]State Oceanographical Institute, Moscow; [3]Institute for the History of Science and Technilogy, Moscow)

Hydrochemical characteristic of the waters of the Onega estuary

Систематические наблюдения за гидрохимическим режимом р. Онеги Росгидромет ведет с 1967 г., в вершине Онежского залива – с 1969 г. В 2002-2003 гг. и в 2011 г. ГОИН совместно с географическим факультетом МГУ выполнены комплексные гидролого-гидрохимические съемки (рис. 1).

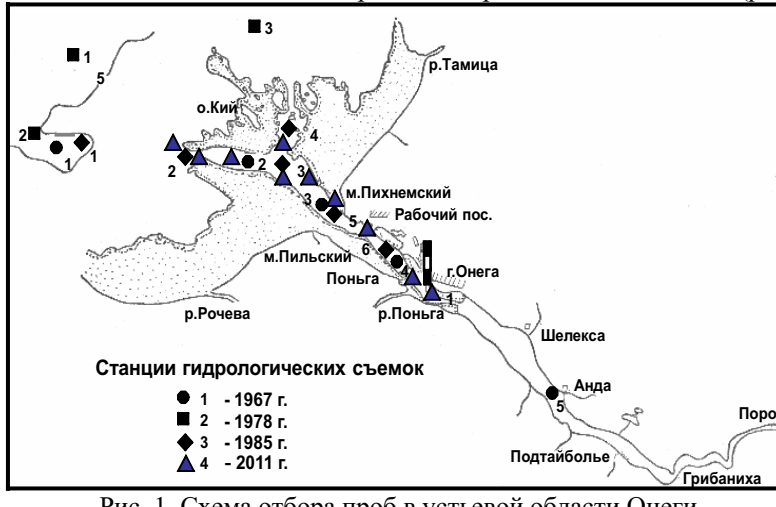


Рис. 1. Схема отбора проб в устьевой области Онеги

Химический состав воды р. Онеги формируется под влиянием вод притоков различного состава и различной минерализации. Весь бассейн реки расположен в Северо-Таежном районе, левобережье представляет собой озерную область, правобережье – карстовую. Воды правобережных притоков реки более минерализованы, с повышенным содержанием

сульфатов. Воды устьевой области Онеги выше зоны осолонения характеризуется гидрокарбонатно-кальциевым составом. В зависимости от сезона года минерализация изменяется в пределах 45–390 мг/л (табл. 1).

Таблица 1. Сезонное изменение концентраций ионов основного солевого состав в устье Онеги выше зоны осолонения

Фаза водного режима	Концентрация, мг/л							
	Минерализация	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
зимняя межень	295–390	115–125	58–82	9–12	52–70	10–16	4–9	1,5–3
весеннее половодье	65–95	30–40	10–18	1,5–5	9–15	2–3	2–4	0,3–1,2
летне-осенний период	190–230	92–120	42–73	7–10	37–42	8–10	9–10	1,2–1,4

Пространственная дифференциация стока растворенных веществ предопределяется природными факторами. Незначительная мощность ледниковых отложений и распространение легковыщелачиваемых пород на водосборе обусловливают увеличение минерализации и концентрации сульфатов в воде рр. Онега и Северная Двина по сравнению другими крупными реками ЕТР (рр. Мезень и Печора) [1]. При увеличении антропогенной нагрузки (1961–1976 гг.) минерализация воды, содержание хлоридов и, особенно, сульфатов заметно возрастало, в первую очередь для рек с низкой фоновой концентрацией этих характеристик. При снижении интенсивности загрязнения окружающей среды в условиях спада производства и повышении эффективности природоохранной деятельности (1990–1999 гг.) они уменьшились.

В последние годы XX века произошло заметное увеличение стока хлоридов и ионного стока по сравнению с периодом условного фона (1948–1958 гг.) [1]. Зимой – соответственно на 8,7 и 2,3 %, в летне-осенний период – на 4,1 и 1,1 %. В эти сезоны возрастает роль коммунально-бытовых сточных вод в формировании химического состава речных вод. Максимум стока ионов приходится на весну (41–42 % от года). Доля летне-осеннего и зимнего стока несколько ниже – соответственно 31–32 и 26–27 %. Модули ионного стока, стока сульфатов и хлоридов, которые характеризуют интенсивность химической денудации на водосборе, различны для крупных рек арктического побережья России. Самые большие модули ионного стока и стока сульфатов имеют рр. Онега и Северная Двина, водосборы которых сложены легковыщелачиваемыми породами (гипсом и известняком).

Трансформация солевого состава воды наблюдается в устье реки в

большую часть года. Впадая в Онежский залив, р.Онега формирует хорошо выраженную зону смешения. Протяженность и площадь зоны смешения зависит от объема водного стока, следовательно, максимальные различия будут связаны с его сезонной изменчивостью. Зона смешения вод на спаде весеннего половодья охватывает практически всю акваторию вершины Онежского залива южнее о.Кондостров. В большинстве случаев истекающие из Карельского и Двинского фарватеров в виде струй потоки осолоненных вод направлены в Онежский залив вдоль Поморского берега [2]. Максимальная дальность проникновения соленых вод в устье Онеги в летнюю межень около 10 км. Зона смешения речных и морских вод характеризуется хорошей степенью вертикального перемешивания вод и продольными градиентами солености воды, равными 2,5–4,5‰ на 1 км. Средняя протяженность зоны смешения около 6–10 км.

По мере продвижения от речного к морскому краю зоны смешения происходит закономерное уменьшение относительного содержания ионов материкового происхождения и наблюдается переход воды из гидрокарбонатного класса группы кальция в хлоридный класс группу натрия (табл. 2).

Таблица 2. Содержание основных компонентов ионного состава и суммы ионов зоны смешения речных и беломорских вод в устьевой области Онеги

Форма анализа	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Сумма ионов
г/кг %-экв	0,13 21,05	0,045 9,45	0,06 19,5	0,05 24,5	0,02 14,7	0,03 10,4	0,002 0,4	0,32
г/кг %-экв	0,11 4,0 4,07	0,14 6,1	0,70 39,9	0,04 3,37	0,06 8,70	0,35 33,74	0,01 1,09	1,41
г/кг %-экв	0,12 1,75	0,20 3,7	1,77 44,45	0,08 3,5	0,10 7,1	1,00 38,75	0,03 0,65	3,30
г/кг %-экв	0,11 1,1	0,38 4,5	2,79 44,4	0,11 3,16	0,19 9,34	1,27 33,25	0,08 1,15	4,93
г/кг %-экв	0,11 0,6	0,52 3,2	5,66 46,2	0,17 2,4	0,39 9,4	2,97 37,4	0,11 0,8	9,92
г/кг %-экв	0,13 0,25	1,48 4,2	11,85 45,53	0,30 2,03	0,88 9,88	6,29 37,28	0,23 0,79	21,15

Кислородный режим воды в устьевой области Онеги имеет ярко выраженный сезонный характер. Минимальное содержание кислорода характерно для межени, когда оно достигает 4,5–5,5 мг/л (30–55 % насыщения). Уменьшение его содержания обусловлено затратами на окислительные процессы. Величина $БПК_5$ в устье реки меняется в среднем от 1,9 до 2,5 мгO_2/л. Среднегодовое отношение ПО/ХПК составляет 0,4–0,5. Оно практически не отличается от величины в замыкающем створе реки [3].

Внутригодовая изменчивость концентрации кремния в речной воде на верхней границе зоны смешения хорошо выражена. Максимальное содержание кремния характерно для зимнего периода (3,0–4,0 мг/л) и минимально в летнюю межень (0,7–1,0 мг/л).

По данным многолетних наблюдений Росгидромета, концентрация минерального растворенного фосфора в устье Онеги составляет 5–15 мкг/л, а общего растворенного фосфора – 20–30 мкг/л. Максимум концентраций фосфора характерен для апреля (начало весеннего половодья), минимум - для летней межени. В этот период содержание в воде минерального фосфора составляет в среднем около 25 % содержания общего фосфора. В период зимней межени доля минеральной формы фосфора возрастает до 45–60 %.

Режим минерального азота в устьевой области Онеги в меньшей степени зависит от хозяйственной деятельности по сравнению с устьевой областью Северной Двины. Нитратный азот является преобладающей формой весь год. Для внутригодового распределения азота нитратов и аммонийного азота характерны высокие концентрации в период зимней межени (до 0,07 мкг/л и 0,11 мкг/л соответственно) и их снижение в вегетационный период вследствие активного биологического потребления. Концентрации нитритного азота незначительны в течение всего года (≤0,005 мг/л).

Анализ сезонных изменений концентраций основных биогенных элементов в устьевой области Онеги позволил оценить реальную первичную продукцию (ПП) фитопланктона за вегетационный период (от начала вегетации до сентября 2002 г.) Расчет основан на убыли содержания биогенных элементов в эвфотическом слое зоны смешения [4]. Наиболее близка к реальной полученная величина первичной продукции, рассчитанная по убыли кремния, скорость регенерации которого невелика и не оказывает существенного влияния на его содержание. В зоне смешения вод Онеги и Белого моря величина первичной продукции в эвфотическом слое (10 м) колебалась от 0,13 до 0,25 г С/($м^2$сут). Малая прозрачность вод в верхней части зоны смешения связана с большим содержанием в воде окрашенных гумусовых веществ. От начала вегетации (конец апреля) до конца августа величина первичной продукции составила в зоне смешения вод Онеги и Белого моря 2,3 – 3,6 г С/$м^2$, что почти в два раза ниже значений, наблюдавшихся в тот же период в вершинной части Двинского залива моря [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. 583 с.

2. Кураева Л.Н., Лупачев Ю.В. Особенности циркуляции и перемешивания вод в устьевой области Онеги. – Труды ГОИН, 1986, вып. 179, с.11–17.

3. Мискевич И.В. Гидрохимия устьевой области Онеги // Водные ресурсы.

1988. № 4. С.74-84.
4. Аржанова Н.В., Грузевич А.К., Сапожников В.В. Гидрохимические условия в Белом море летом 1991 г. // Комплексные исследования экосистемы Белого моря. М.: ВНИРО. 1994. С.25– 52.

The distribution of hydrochemical parameters in the mouth area of the Onega River has been analysed based on some archival data as well as on the results of field research. It has been demonstrated that some biological processes play a key role in the transformation of biogenic elements in zones of river and seawater mixing.

Зарецкая Н.Е.[1], Шевченко Н.В.[2], Басилян А.Э.[1], Покровский Б.Г.[1], Максимов Ф.Е.[3], Кузнецов В.Ю.[3]
([1]Геологический институт РАН, Москва, n_zaretskaya@inbox.ru; [2]Географический факультет, МГУ им. Ломоносова, Москва; [3]НИИ Географии, СПбГУ, Санкт-Петербург)

Голоценовая малакофауна полуострова Киндо (Кандалакшский залив Белого моря): геолого-геохронологические исследования

Zaretskaya N.E.[1], Shevchenko N.V.[2], Basilian A.E.[1], Pokrovsky B.G.[1], Maksimov F.E.[3], Kuznetsov V.Yu.[3]
([1]Geological institute of RAS, Moscow; [2]Geographic faculty, Moscow State University, Moscow; [3]Geography Research Institute, Saint-Petersburg University, St-Petersburg)

Holocene malacofauna of the Kindo peninsula (Kandalaksha inlet of the White Sea): geological and geochronological studies

Один из актуальных вопросов современной морской геологии – реконструкция постгляциальной истории Белого моря. В последние годы используются комплексные подходы к изучению этого вопроса, основанные на применении разных, дополняющих друг друга методов, таких, как биостратиграфия, геоморфология, и разные изотопные исследования, в частности, определение возраста. Цель данной работы – реконструкция голоценовой субаквальной обстановки в районе полуострова Киндо (Кандалакшский залив Белого моря) по данным комплексных исследований раковин моллюсков – малакофауны. Исследования проводились в районе Беломорской Биологической станции МГУ, и включали отбор представительных образцов, видовое определение раковин, радиоуглеродный и уран-ториевый анализы, измерение концентрации стабильных изотопов углерода и кислорода, а также стратиграфическое и геоморфологическое изучение вмещающих раковины отложений.

Раковины морских моллюсков, в силу своего происхождения и местообитания организмов, являются одним из самых сложных материалов для датирования, так как подвержены вариациям концентрации радиоуглерода - так называемому «резервуар-эффекту». Во время круговорота углерода в природе в морских и океанических бассейнах (резервуарах) углерод, растворенный в воде и находящийся ниже определенной глубины, не обменивается с атмосферой. Таким образом, возраст образцов раковин может быть значительно удревнен из-за дефицита углерода, синхронного времени его поглощения морскими моллюсками. Тем не менее, проблема может быть решена с помощью проведения параллельного датирования разными методами.

Для западных берегов Белого моря, с их высокими скоростями поднятия, острым дефицитом наносов в береговой зоне и маломощным чехлом

рыхлых отложений, раковины морских моллюсков до недавнего времени являлись единственным материалом для геохронологических исследований четвертичных морских отложений. Даты, полученные по образцам таких раковин, могут быть важными хронологическими реперами для стратиграфических реконструкций.

На полуострове Киндо на осушке регулярно наблюдаются выходы так называемых «серых глин» - опесчаненного суглинка серо-сизого цвета. Эти отложения нередко содержат морскую фауну (ракушу и ракушечный детрит). В 60-х годах прошлого века в ходе строительных работ на Биостанции на высоте 25 м н.у.м. была вскрыта линза «серых глин», насыщенных ракушей и ракушечным детритом. Однако оказалось, что это не единственная находка древней малакофауны - на литорали были обнаружены два «высыпа» древней ракуши – в р-не бухты Биофильтров, на восток-юго-восточной оконечности полуострова, и в р-не урочища Черные Щели западнее Биостанции. Здесь на протяженных участках происходит размыв древних морских отложений. Эти «высыпы» локальны, а на большей части береговой линии серые глины не содержат видимых остатков макрофауны. По-видимому, ракушечный материал захоранивался в морских осадках в определенных условиях; все обнаруженные местонахождения ракуши приурочены к подножиям скальных выходов. Ракушечные линзы как тафоценозы, скорее всего, не совпадали с местами массового обитания моллюсков, но вряд ли были от них значительно удалены: иначе не сохранялись бы целые раковины моллюсков.

Водолазной группой ББС МГУ на дне пролива Великая Салма были обнаружены места скопления раковин, которые могут являться современными аналогами древних ракушечных линз. Таким образом, были исследованы не только находки древней ракуши на двух гипсометрических уровнях, но и выявлены их современные аналоги. Это сочетание дает уникальные возможности для исследования ракушечного материала, в том числе для точного выявления закономерностей формирования обогащенных ракушей наносов в условиях изрезанных берегов приливно-отливного моря.

Нами были проведены не только комплексные исследования образцов древней и современной ракуши, но и вмещающих ее отложений. После поступления в радиоуглеродную лабораторию ГИН РАН, образец разделялся на сите в дистиллированной воде на две фракции – ракушу и вмещающий ил. Затем проводился разбор ракуши по видам, а ил проходил стандартную процедуру датирования подобных образцов [1]. Образцы чистых раковин (один или более вид) очищались раствором соляной кислоты: снимались внутренняя и внешняя поверхность раковин, и далее проводились параллельное ^{14}C (ГИН РАН) и $^{230}Th/U$ (СПбГУ) датирование. Кроме того, для получения данных о возможном резервуарном эффекте и палеоклиматической информации, проводились измерения содержания стабильных изотопов $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$. Результаты представлены в таблице 1.

При анализе полученных результатов и сопоставления их с ранее полученными данными других исследователей [2] удалось определить хроностратиграфическую позицию различных горизонтов «серых глин».

Наиболее древний изучаемый горизонт - «Палеонтологический объект», располагающийся на высоте 25 м н.у.м., сформировался 7750-7700 ^{14}C л.н. По анализу видового состава малакофауны [3] и результатам корреляции с датами по субаэральным осадкам [2] мы предполагаем, что линза формировалась на глубинах 20-25 м и соответствует регрессивной фазе стадии Фолас [4]. Впоследствии эти морские отложения были перекрыты пачкой прибрежно-морских осадков и в процессе воздымания были подняты на современный уровень. ^{230}Th/U возраст показывает хорошую сходимость с ^{14}C датами, что, вместе с данными по стабильным изотопам говорит нам об отсутствии резервуар-эффекта в изучаемом районе Белого моря для отложений этого возраста; также изотопный состав раковин показывает, что температура и соленость были похожи на современные.

Отложения, вскрывающиеся на современной литорали (второй гипсометрический уровень), имеют возраст 6,2-4,5 ^{14}C т.л.н., что соответствует стадиям Тапес-Тривия [4]. Пачка этих морских осадков формировалась в течение длительного времени в условиях низкоамплитудных колебаний уровня моря. Изменчивость условий осадконакопления подтверждается разницей дат по ракуше (6250±60) и вмещающим ее илам (5010±90) в бухте Биофильтров, что может говорить о частичном размыве и переотложении горизонта. Об этом же, скорее всего, свидетельствует и разница при сопоставлении результатов калиброванного ^{14}C возраста и ^{230}Th/U датирования (7259-7156 *vs* 6600±500 соответственно), а также данные по стабильным изотопам, указывающие на более пресные или более холодные условия, чем 7700 ^{14}C лет назад и в настоящее время. Интересно, что ракушечная линза, обнаруженная в бухте Биофильтров, перекрыта слоем современных валунно-галечных отложений, аналогично линзе «Палеонтологического объекта».

Обращает на себя внимание существенная разница в датах по ракуше, вскрывающейся на одном гипсометрическом уровне: в бухте Биофильтров - 6250±60, и в урочище Черные Щели - 4590±110. Однако, если принять во внимание наше предположение о том, что ракуша в бухте Биофильтров переотложена, и сопоставлять датировки вмещающих «серых глин», то различия заметно нивелируются - 5010±90 и 4580±90 ^{14}C лет соответственно. Это может объясняться и разностью в скоростях осадконакопления в течение длительного времени, и различием в скоростях воздымания, и соотношением этих факторов.

Помимо изучения древней ракуши и вмещающих их «серых глин», был отобран образец современного ила с глубины 10 м (р-н островов Половых) мощностью 30 см, показавший возраст 1150±100 ^{14}C л.н. Так как современное осадконакопление на дне происходит сравнительно медленно,

можно заключить, что мы получили средневзвешенный возраст за длительное время. Раковины моллюсков, отобранные с глубины 15 м (2 образца) показали современный возраст. Изотопные данные близки к значениям, полученным по образцам из «Палеонтологического объекта». Эти результаты хорошо коррелируются с полученными ранее данными по субаэральным осадкам [2].

Таким образом, для раковин моллюсков, содержащихся в морских отложениях на высоте 25 м над у.м. установлено отсутствие резервуар-эффекта.

Выделено два разновозрастных стратиграфических комплекса «серых глин»: первый приурочен к морским террасам высотой 25-28 м и формировался во время регрессивной фазы Фолас. Второй горизонт выходит на поверхность на современном урезе в виде глинистого бенча, а формирование слагающих его морских отложений мы относим ко времени Тапес-Тривия.

По аналогии с обнаруженными на современной поверхности дна массовыми скоплениями раковин, древние ракушечные линзы – нормальный для данных условий тафоценоз, характеризующий локальные условия осадконакопления и обитания моллюсков.

Авторы благодарят сотрудников Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцова биофака МГУ (ББС МГУ) за поддержку.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ, грант № 11-05-00538.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zaretskaya N.E., Shevchenko N.V., Simakova A.N., Sulerzhitsky L.D. Chronology of the North Dvina River delta development over the Holocene // Geochronometria. 2011. v. 38. n.2. P. 116-127

2. Романенко Ф.А., Олюнина О. С. К вопросу о распространении морских отложений на Карельском берегу Белого моря // Материалы XVII Международной конференции «Геология морей и океанов». 2007. с.257-259.

3. Наумов А.Д. Двустворчатые моллюски Белого моря; опыт эколого-фаунистического анализа. 2006. С-Пб. 351 с.

4. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровней морей России и эволюция морских берегов: прошлое, настоящее, будущее. 1999. М.: ГЕОС. 298 с.

Results of multi-proxy geologic and isotope research of the Holocene and modern marine shells are presented. Two strata of shell accumulation are identified during the early and middle Holocene; early horizon shells show the absence of reservoir-effect. Processes forming old and modern shell taphocoenosis were similar.

Таблица 1. Результаты изотопно-геохронологических исследований малакофауны п-ова Киндо

№	Видовой состав	Высота н.у.м.	^{14}C Индекс и номер	^{14}C дата	Календарный возраст	$^{230}Th/U$ индекс и номер	$^{230}Th/U$ возраст	$\delta^{13}C$ ‰	$\delta^{18}O$ ‰
1	*Hiatella arctica*	24,5	ГИН-14388ha	**7750±100**	8609-8417	ЛУУ-579	8900±600	**0.6**	**27,8**
2	*Astarte (Tridonta) borealis*	24,5	ГИН-14388atb	**7700±80**	8548-8414	ЛУУ-580	8400±1300	**-0,6**	**28,3**
3	*Astarte (Tridonta) borealis*	0	ГИН-14387atb	**4590±110**	5464-5053			**1,5**	**29,6**
4	Вмещающий ил	0	ГИН-14387silt	**4580±90**	5480-4971				
5	*Hiatella arctica*	0	ГИН-14389ha	**6250±60**	7259-7156	ЛУУ-582	6600±500	**0,9**	**29,9**
6	Вмещающий ил	0	ГИН-14389silt	**5010±90**	5890-5655				
7	Ил с поверхности дна	-10	ГИН-14392	**1150±100**	1175-963				
8	*Arctica islandica*	-15	ГИН-14390a.isl	**Совр.**				**0,6**	**28,1**
9	*Mytilus edulis*	-15	ГИН-14390mi	**Совр.**				**0,1**	**27,9**

Здобин Д.Ю.
(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, zdobin_soil@mail.ru)

Состав и физико-химические свойства илов губ Кандалакшского залива Белого моря

Zdobin D.Y.
(St-Petersburg State University, St-Petersburg)

Physic-chemical properties of the silts in the Kandalaksha Bay of the White Sea

Объектом изучения современных морских органо-минеральных грунтов стали прибрежно-морские илы губы Никольской Кандалакшского залива Белого моря, которые систематически изучаются «Центром генетического грунтоведения» начиная с 1998 г. по настоящее время на Морской биологической станции СПбГУ в рамках проекта «Биологическая компонента грунта. Органо-минеральные грунты».

Отбор проб донных грунтов в бухте Никольская производился прямоточной гравитационной трубкой по профилям, пересекающим ее как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Основные показатели состава и свойств осадка изучались с шагом опробования 0.5 см.

Помимо выяснения общего площадного характера распространения донных осадков, основной задачей исследований являлось, прежде всего, выяснение состава, строения и физико-химических свойств донных осадков по глубине залегания. Упор на точном определении содержания органического вещества и физико-химических параметрах осадка основан на твердом убеждении, что именно они являются теми объективными показателями, которые могут дать целостную картину формировании осадка на ранней стадии седиментогенеза, и математически выделить (и что важнее охарактеризовать) стадии в этом процессе. При этом, мы ни в коей мере не отрицаем вклад в формирование осадка таких фундаментальных показателей как гранулометрический и минеральный состав, pH и Eh среды и т.д.

Еще раз подчеркнем, что стадия седиментогенеза, в ряду седиментогенез – диагенез (ранний и поздний) – литогенез – катагенез, наиболее значима, так как исходный минеральный состав, наличие биотической составляющей и физико-химические условия структурообразования определяют в последующем характер любых трансформаций в осадке.

Во всех без исключения станциях донного проботбора вырисовывается примерно одинаковое строение верхней части разреза, отличающихся друг от друга только линейными величинами мощности того или иного интервала. Генерализированный разрез можно представить в общем виде следующим образом.

Над осадком располагается суспензия («осадочный туман»), состоящая из «неводных» частиц, концентрация последних за счет образования микроагрегатов увеличивается по мере приближения ко дну водоема.

0,0–0,5 см – бурый, рыжевато-бурый, неструктурированный, гелеобразный окисленный наилок («протогрунт»). Граница раздела «протогрунт – осадок» – четкая и резкая. Сорг>10%, $W_e>5W_l$

Ниже располагается собственно осадок («грунтовая среда»), в котором можно определить лабораторными методами основные физико-химические характеристики вещества (естественную влажность, влажности на границах текучести и раскатывания, число пластичности). Кроме этого данный интервал можно рассматривать как связное тело, в котором достаточно уверенно определяются другие физические показатели (пористость, разные виды плотности), содержание Сорг и гранулометрический состав осадка по всем трем основным способам пробоподготовки.

0,5–2,6 см – ил черный, глинистый, текучий, со створками мидий. Течет. Многочисленные створки моллюсков *Mytilus edulis* (целые и фрагменты) различной величины. 10%>Сорг>7%, $2W_l<W_e<5W_l$

2,6–4,9 см – ил черно-зеленый, текучий. Оплывает. 7%>Сорг>5%, $2W_l<W_e$

4,9–6,7 см – ил зеленовато-серый, с отдельными примазками ила черного цвета. Медленно оплывает. 5%>Сорг>3%, $2W_l>W_e>W_l$

6,7–13,0 см – ил зеленовато-серый, без примазок черного цвета. Слегка деформируется. 5%>Сорг>3%, $W_e>W_l$

13,0–47,0 см – ил зеленовато-серый, массивный. Держит форму кернового цилиндра и не оплывает. Сорг≥3%, $W_e\geq W_l$

47,0 см ↓ – глина зеленовато-серая, текучая Сорг<3%, $W_e\geq W_l$

Минералогический состав илов характеризуется наличием кварца, амфибола и полевого шпата. Глинистые минералы: смектит, иллит, хлорит и каолинит. С глубиной отмечается уменьшение содержания смектита и незначительная деградация хлорита.

Значения показателя pH изменяется от 7,40 до 8,02, Eh от +30 до -240 Мв вниз по разрезу; общий тренд в числовых вариациях влажности и плотности осадка происходит по общеизвестной схеме: уменьшение первого значения и увеличение второго.

Анализируя характер изменения значений физико-химических свойств илов по глубине залегания можно уверенно говорить, что основными показателями, характеризующими физическое (шире – термодинамическое) состояние осадка, являются естественная влажность (W_e), влажность на границе текучести (W_l) и содержание органического вещества (Сорг).

По соотношению этих трех показателей на основе физико-химической механики дисперсных сред [1], удалось, как нам кажется, детализировать генеральную схему формирования осадка [2] и выделить 9 самостоятельных стадий в этом процессе [3].

Таким образом, подтверждается тезис о том, что все факторы, влияющие на формирование осадка (содержание органического вещества, минералогический, гранулометрический составы, pH, Eh среды и т.д.) есть величина интегральная: это сумма влияний, где первенство на определенном временном отрезке существования «вещества» принадлежит разным причинам.

Из вышеизложенного можно сделать два принципиальных вывода:

1. сумма влияний всех факторов осадконакопления в общем виде находит свое выражение в математических значениях параметров физико-химических свойств осадка.
2. недоучет физико-химических свойств осадка (более того, их игнорирование) ведет к неполному воссозданию целостной картины осадконакопления и ее последующей интерпретации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: МГУ, 1979. 232 с.
2. Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. М.: Наука, 2001. 237 с.
3. Здобин Д.Ю. Процесс образования глинистых грунтов в присутствии органического вещества // Типы седиментогенеза и литогенеза их эволюция в истории Земли. Труды V Всероссийского литологического совещания. Екатеринбург. 2008. С. 241-242.

The physic-chemical properties of the silts in the Kandalaksha Bay of the White Sea were studies.

Здобин Д.Ю.
(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, zdobin_soil@mail.ru)

Физико-химические свойства отложений латеральных лагун Кандалакшского залива Белого моря

Zdobin D.Y.
(St-Petersburg State University, St-Petersburg)

Physic-chemical and biochemical properties of the near-shave marine and biomineral sediments in the Kandalaksha Bay of the White Sea

Физико-химические и биохимические свойства прибрежно-морских органо-минеральных осадков изучались на своеобразном природном образовании – литоральной лагунной ванне, встречающихся на приливном берегу (ватте) островов Керетского архипелага Кандалакшского залива Белого моря.

Исследования литоральной лагунной ванны производится ежегодно с 1997 г, и в этом отношении почти за 15-летний цикл наблюдений можно осторожно говорить об общей тенденции в динамике накопления осадочного материала на этом специфическом объекте.

Геологическое строение четвертичных отложений, в пределах которых располагается ватт, имеет достаточно простое строение. В целом они имеют незначительную мощность (до 3 м) и залегают на выветрелых архейских гранитах и гранито-гнейсах. На базальном горизонте, представленным плотным слоем щебня скальных пород с песчаным заполнителем, залегает супесь голубовато-серая, пластичная, в верхней части гумусированная, мощностью 1.2 м. Выше по разрезу отмечается суглинок темно-серый, мягкопластичный, с редкими включениями дресвы. Завершает разрез серая текучая глина. Верхний горизонт разреза был исследован на глубину 0.55 м, шагом 1-3 мм.

Литоральная лагуна представляет собой практически замкнутый водоем (15х20 м), отшнурованный от моря песчаным баром с валунами, по всей видимости, ранее представляла собой бухту, но в процессе неотектонического поднятия претерпела значительные изменения. Лагуна расположена практически на марше. Нижний уровень лагуны совпадает со вторым уровнем современных литоральных ванн. Верхний уровень – с началом границы марша, частично заполняется водой (до 7-15 см) только во время сизигийного прилива (один раз в 28 дней).

В пределах собственно литоральной лагуны из-за общей неоднородности дневной поверхности отмечаются отрицательные формы рельефа, которые нами названы литоральные лагунные ванны. Если литоральная лагуна периодически осушается и заливается водой во время приливно-отливных

явлений, то литоральные лагунные ванны все время находятся под водой и в них происходит постоянная седиментация вещества.

По берегу лагуны, выходящей на марш, на траве, отмечается большое количество штормовых выбросов (*Cladophora sp.*, *Fucus vesiculosus)*. Также сплошным покровом современные водоросли покрывают все дно литеральной ванны. Вода у кромки берега имеет коричневато-бурый оттенок с синеватой металлической железистой пленкой, что является явным признаком окислительных процессов. Поверхность дна бугристая с резкими и невысокими поднятиями (до 5-10 см). Кроме этого повсеместно по всей поверхности литеральной ванны (особенно в местах примыкания к отдельным валунам) отмечаются пятна и выцветы розового, малинового и охристо-коричневого цвета. В тех местах дна, где слой современных водорослевых матов остаточно велик (до 1-2 см), отмечаются отдельные вздутия (пузыри), при разрушении дающие резкий запах сероводорода.

В сизигийный отлив в летнее время температура воды в литоральной ванне из-за незначительной глубины последней (до 7-10 см) хорошо прогревается (температура воды колеблется в пределах +25-27^{o}C), что создает благоприятные условия развитию биохимических процессов как в барьерной зоне «вода-осадок», так собственно в верхней части грунтовой толщи.

Под слоем коричнево-бурой нитевидно-волокнистсой гелеобразной железистой пленки залегает черный органо-минеральный грунт. Сначала слой черных водонасыщенных водорослей (1-2 мм), затем четко структурированного водорослевого субстрата (до 1-1.5 иногда до 3,5 см) и, наконец, ила черного, глинистого, текучего, бесструктурного (до 3-3.5 см). В конце интервала иссиня-черный цвет сереет и на глубине 7-10 см ил черный постепенно переходит в ил зеленовато-серый, глинистый, текучий с большим количеством фрагментов растительных тканей, который на глубине 35 см сменяется глиной серой, мягкопластичной.

0.0 – 0.1 см – Бурая, коричневато-бурая и коричневато-охристая пленка. Гелеобразная (студнеобразная), тонковолокнистая, отдельные нитевидные волокна.

0.1 – 1.0 см – Черные, водонасыщенные, слои водорослевых матов, (каждый слоек около 1 мм). Внизу интервала степень разложения увеличивается. Резкий запах H_2S. Граница с вышележащим слоем четкая.

1.0 – 1.5 (3.5) см – Органический грунт (морские нитчатые водоросли – *Cladophora sp.*). Остатки растительных тканей. Черный, глинистый, водонасыщенный. В верхнем интервале еще сохраняется горизонтальная или субгоризонтальная структура параллельная поверхности морского дна. Граница с вышележащим слоем постепенная.

1.5 (3.5) – 3.0 (5.0) см – Постепенный переход полностью разложившихся черных текучих остатков морских водорослей (в низах параллельная структура полностью отсутствует) в ил органогенный,

черный, глинистый, текучий, водонасыщенный с резким запахом H_2S. В самом конце интервала иссиня-черный цвет осадка постепенно сереет.

3.0 (5.0) –10.0 см – Ил серовато-зеленый, серый и оливково-болотный, глинистый, текучий, водонасыщенный с большим количеством разноориентированных остатков корней прибрежных растений.

10.0 – 35.0 см – Постепенный переход от ила серовато-зеленого к глине серой, белесо-серой, текучей и текучепластичной. В низах интервала отмечается появление плохоокатанной мелкой гальки и мелкого щебня с одновременным резким уменьшением растительных тканей.

35.0 – 50.0 см – Постепенный переход от глины серой текучей к суглинку серому мягкопластичному. Единичная галька и створки моллюсков.

50.0 – 70.0 см (и ниже) – Супесь серая, пластичная, плотная, маловлажная с пятнами рыжевато-бурого ожелезнения, с редкими скоплениями опесчаненых линз (1.0-3.0 см), с мелким хорошо окатанным гравием и единичными створками двустворчатых моллюсков.

Оговоримся, что из-за уникальности данных объектов возникает определенная сложность их классифицирования. Но в целом они укладываются в таксон и смысловое наполнение термина «органо-минеральный грунт», широко используемый в общей инженерно-геологической классификации грунтов.

Максимальные значения естественной влажности у бурой пленки – до 1200%. Черный и серый органо-минеральные грунты характеризуются повышенными значениями естественной влажности: We=489% и 135% при влажности верхнего предела пластичности (W_l) 186% и 159%, и низкими значениями плотности и плотности твердых частиц грунта: ρ=1.04 г/см^3, ρ_s=2.13 г/см^3 и 1.04 г/см^3 и 2.60 г/см^3 соответственно. У суглинка и глины значения We и W_l резко падают и составляют We=40% и 36%, W_l =43% и 47% значения плотностей наоборот возрастают до ρ=1.69 г/см^3, ρ_s=2.52 г/см^3 и 1.87 г/см^3 и 2.65 г/см^3.

Формирование органо-минеральных грунтов представляет собой сложный процесс, протекающий в условиях переувлажнения, в котором основную роль играют микроорганизмы и продукты их жизнедеятельности. В процессе формирования данных грунтов принимают участие различные компоненты факультативной аэробной и анаэробной микрофлоры, для которой биологический смысл редукции железа заключается в том, окисные формы железа выступают в роли акцепторов водорода в процессе окисления органического вещества. Учитывая, что в развитии данных процессов доминирующую роль (на фоне других факторов) принадлежит микроорганизмам, у которых сухое вещество клеток не менее, чем на 50% состоит из белка, определялось содержание суммарного белка СБ в органо-минеральных грунтах по методу Т.Н. Нижарадзе для характеристики уровня интенсивности жизнедеятельности микроорганизмов и связей его со

степенью изменения свойств грунтов [1, 2]. Этот показатель рассматривается в качестве интегральной характеристики, включающей все формы белковых соединений микроорганизмов (живых и мертвых клеток), белковые продукты их метаболизма, а так же белок, входящий в состав захороненных растительных остатков.

Анализируя результаты физико-химических и биохимических исследований, была выявлена прямая взаимосвязь между показателями и We, Wl, содержанием частиц 0.002 мм и концентрацией органического вещества, представленными показателями содержания органического углерода (Сорг) и СБ.

Максимальные значения биохимических показателей приурочены к верхнему литологическому горизонту и к границам литологических разностей на границе черного и серого органо-минеральных грунтов: 1 горизонт Сорг – 54%, 2 горизонт Сорг – 31%, СБ – 392,7 мкг/г. На границе серого органо-минеральных грунта и глины Сорг – 7%, СБ – 196 мкг/г.

Отметим, что исходя из общей инженерно-геологической классификации грунтов в данном случае по всей совокупности факторов мы, по всей видимости, можем выделить новый вид органического грунта – морской торф (либо морской фитолит – название условное).

Таким образом, можно выделить две геохимических и биохимических обстановки: окислительную и восстановительную.

Окислительная обстановка – до глубины 0.1 см – представлена бурой пленкой. Граница с бурой пленкой является границей изоляции от придонной, насыщенной кислородом морской воды и, собственно, границей осаждения и характеризуется аномально высокими значениями естественной влажности (до 1200%) и СБ до 950 мкг/г.

В этой обстановке наблюдается начало коагуляции твердых и органических частиц в присутствии растворенного органического вещества, которое и является главным фактором коагуляции. Рассматриваемая геохимическая обстановка характеризуется наличием химических элементов высшей степени окисления, что подтверждается данными спектрального анализа. Отмечается резкое уменьшение содержания Mn и Fe вниз по разрезу при достаточно стабильном содержании Al_2O_3, MgO, CaO, K_2O, Na_2O.

Восстановительная обстановка начинается с глубины 0.1 см и представлена черным органо-минеральным грунтом (до 3 см), ниже (до 10 см) серым органо-минеральным грунтом где происходит резкая смена окислительных условий на восстановительные. Здесь отмечается начало гравитационного уплотнения осадка, отжатие поровой воды; доминирует развитие анаэробных процессов, сопровождающихся переходом окисных соединений в закисные и сменой аэробной микрофлоры на анаэробную, что подтверждается высокими значениями биохимических показателей. Начиная с глубины 10 см и ниже, восстановительная обстановка

представлена грунтами, прошедшими раннюю стадию диагенеза. Здесь анаэробные процессы развиты наиболее широко – pH = 5.50-6.55, и, вниз по разрезу, роль анаэробной микрофлоры является главенствующей.

Восстановительная обстановка, вниз по разрезу, не претерпевает существенных изменений показателей We, Сорг и СБ.

Смена окислительно-восстановительной обстановки на аккумулятивных континентальных шельфах различного типа носит преимущественно физико-химический характер, прежде всего из-за гравитационного уплотнения и незначительного содержания органического вещества (до 7-10%). В нашем же случае в прибрежно-морской седиментационной обстановке данный процесс, вероятно, имеет существенно биохимический характер, и именно содержание биоты является катализатором геохимических процессов и изменения валентности катионов. Следовательно, в латеральной лагуне влияние органического вещества является определяющим на процесс формирования физико-химических свойств грунтов.

Общий тренд в осадконакоплении заключается в постепенном увеличении мощности фитолита на 2-5 мм за весь период наблюдений.

Работы проводились Центром генетического грунтоведения на Морской биологической станции СПбГУ в рамках проекта «Биологическая компонента грунта. Органо-минеральные грунты».

Автор признателен А.Э.Фатееву (СПбГУ) за помощь в проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нижарадзе Т.Н., Пушнова Е.А., Кнатько В.М и др. Методические указания по количественному учету влияния жизнедеятельности микроорганизмов на физико-механические свойства. Л., 1988.
2. Нижарадзе Т.Н., Пушнова Е.А. Способ определения степени оглеенности пород. Авт. Свид. № 1404940. М., 1988.

Lateral lagoon is as example of biogenic-induced sedimentation. Influence of organic matter on physic-chemical properties of near-shave marine and sediments and geochemistry of sediments are discussed.

Здобин Д.Ю., Иванов М.В.
(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, zdobin_soil@mail.ru)

Особенности биоседиментации на плантациях марикультуры *Mytilus edulis* на Белом море

Zdobin D.Y., Ivanov M.V.
(St-Petersburg State University, St-Petersburg)

Biosedimentation of the marine culture *Mytilus edulis* on the White Sea

Общеизвестно значение зоопланктона и зообентоса в седиментационном процессе на шельфе. С гидробионтами связана биоассимиляция, фильтрация, биосорбция, а также транспортировка осадочного материала.

Одним из самых активных гидробионтов в современном седиментогенезе на литорали Белого моря является моллюск *Mytilus edulis L*. Скопления мидий представляют собой мощную систему биофильтраторов, способную за достаточно короткий промежуток времени пропускать через себя значительный объем взвеси размером менее 0,1 мм. Необходимые для жизнедеятельности вещества поглощаются, неусвоенные органно-минеральные соединения в виде пелет и псевдопелет оседают на дно седиментационного бассейна, являясь, таким образом, активным осадкоообразующим фактором. Следует отметить, пищеварительный процесс гидробионтов связан не только с осаждением осадочного материала, но и с активным усвоением и трансформацией как органического, так и минерального компонентов взвеси.

Нами были изучены донные грунты губы Никольская Кандалакшского залива Белого моря, где в 1989 по 2002 год существовала крупная плантация марикультуры мидий на искусственных субстратах. Был произведен отбор проб донных грунтов по всей площади бухты: как под плантацией, так и за ее пределами. По нашим данным скорость накопления осадка под искусственными субстратами мидий *M. edulis* в губе Никольская Белого моря составляла 1-2 мм в год.

Судя по предварительным результатам изучения физико-химических свойств “мидиевых илов” они действительно по своим характеристикам резко отличаются от основного терригенного поля илов расположенного на остальной территории губы, вне зоны размещения объектов марикультуры.

Прежде всего, необходимо отметить изменение в естественной влажности и плотности осадка. Если вне зоны действия мидиевых плантаций We составляет 235-250% при ρ=1.26 г/см^3, то под ними значительно меньше: We=175-190% и ρ=1.36 г/см^3. Еще более заметные отличия отмечаются в общем (суммарном) содержании органического вещества. Вне зоны влияния плантаций Сорг – 11.13%, в осадках под

плантацией Сорг – 6.93%. Полученные нами данные созвучны результатам исследований на Азовском море, где установлено, что моллюски усваивают до 70% органического и до 40% минерального компонентов взвеси [1].

Наиболее ярко эти изменения отражены в гранулометрическом составе отложений. Гранулометрический состав определялся по микрогрегатной схеме. При анализе не учитывались створки мидий.

D	2.0-1.0	1.0-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005-0.002	<0.002
Вне	1.5	5.5	3.2	4.4	24.5	25.6	11.9	9.7	13.8
Под	4.1	7.4	6.6	7.9	22.6	19.1	7.4	5.3	9.1

Как видно из таблицы, донные осадки, формирующиеся под мидиевыми плантациями, начиная с фракции 0.1 мм и менее, имеют процентное содержание каждой фракции существенно меньше, чем на остальной территории сложенной терригенных бухтовых илах, что является еще одним подтверждением частичного усвоения мидиями минеральной взвеси.

Проводился фазовый анализ и анализ фракции <0.001 мм, для изучения собственно глинистых минералов (Со-мон). Во всех образцах присутствуют кварц, амфибол, полевой шпат и глинистые минералы - смектит, иллит, каолинит и хлорит, причем подавляющее преимущество остается за иллитом и хлоритом. При сопоставлении результатов изучения донных грунтов под мидиевым субстратом и вне его отмечаются следующие различия:

1. деградация хлорита: рефлекс d_{002} = 7.09 А постепенно уменьшает свою интенсивность и становится более размытым;
2. уменьшение содержания смектита;
3. улучшение окристаллизованности иллита.

Процесс разложения и изменения органического вещества сопровождается образованием органо-минеральных комплексов. Образование ОМК связано с взаимодействием гумусовых кислот с минеральной частью донных грунтов. Интенсивность этого процесса определяется адсорбционной способностью присутствующих в грунтах глинистых минералов, зависящей в свою очередь от их дисперсности и дефективности кристаллической структуры. В природных условиях процесс формирования ОМК идет по двум направлениям [2, 3]:

1. за счет взаимодействия органических молекул с катионами сильных оснований (Ca, Mg, Na, K), и возникновения металлоорганических ионов (гуматов). Положительно заряженные металлоорганические комплексы сорбируются на участках базальных поверхностей глинистых минералов, где имеется дефицит положительного заряда.
2. за счет сорбции органических соединений кислотного характера на боковых сколах глинистых минералов, несущих положительный заряд в местах разрыва связей.

Таким образом, пищеварительный процесс гидробионтов связан не

только с осаждением осадочного материала, но и с активным усвоением и трансформацией как органического, так и минерального компонентов взвеси. Трансформация минеральной части выражена в том, что Na^{+} и Mg^{2+} входящие в состав смектитов, равно как и Fe^{2+} и Mg^{2+} иллитов на боковых сколах глинистых частиц под действием органических кислот, обладающих агрессивными свойствами по отношению к минералам, усваиваются наравне с растворенным органическим веществом. Процесс разложения и изменения органического вещества сопровождается образованием органо-минеральных комплексов.

Работы проводились Центром генетического грунтоведения на Морской биологической станции СПбГУ в рамках проекта «Биологическая компонента грунта. Органо-минеральные грунты».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хрусталев Ю.П. Седиментационная роль черноморских мидий на основе экспериментально-натурных наблюдений) // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5.С. 534-541.
2. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. М., 1963. 314 с.
3. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв. М., МГУ, 1974. 333 с.

The questions of biosedimentation on the imitative substrate of the marine culture *Mytilus edulis L.* on the White Sea are discussed. Quantitative estimation of the organic matter in the bottom sediments is given.

Киселев Г.П., Зыков С.Б., Малов А.И.
(Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, kiselevgp@yandex.ru)

Использование естественных изотопов урана для контроля распространения загрязнений поверхностных и грунтовых вод при разработках месторождений алмазов

Kiselev G., Zykov S., Malov A.
(Laboratory of Ecological Radiology, Institute of Ecological Problems in the North, Ural Branch of Russian Academy of Science)

Use of natural isotopes of uranium for control under the distribution of surface and soil waters pollution produced by diamond deposits

Введение. В результате проведенного ряда исследований изотопов урана в подземных водах алмазных месторождений на Европейском Севере России установлено, что подземные воды, связанные с кимберлитовыми трубками обладают большим избытком урана-234 (до 14 относительных единиц по активности) Это явление наблюдается и на месторождениях алмазов в Якутии [1]. При разработках месторождений рудничные воды откачиваются на поверхность и далее попадают в естественные грунтовые и поверхностные воды, загрязняя их. Распространение такого загрязнения устанавливается по нахождению в поверхностных и грунтовых водах избытков урана-234, которых нет в исходных водах (или они не значительные).

Результаты и методы. На рисунке 1 приведены данные об активности изотопов урана-234 и урана-238 в подземных водах на месторождении алмазов имени Ломоносова. Здесь располагается 5 кимберлитовых трубок. Трубка Архангельская в настоящее время разрабатывается. Приведенные данные демонстрируют большие избытки урана-234 по отношению к урану-238 в подземных водах всех кимберлитовых трубок.

На рисунке 2 приведена схема опробования поверхностных и подземных вод в районе добычи алмазов на месторождении имени Ломоносова в Архангельской области.

Месторождение располагается на правом берегу реки Золотица, которая впадает в Белое море. При разработке месторождения идет интенсивная откачка воды по ряду скважин, расположенных по периметру карьера (Рис. 2). В водах альфа-спектрометрическим методом определялся изотопный состав урана и отношение активностей урана-234 к урану-238 с точность до 0.02.

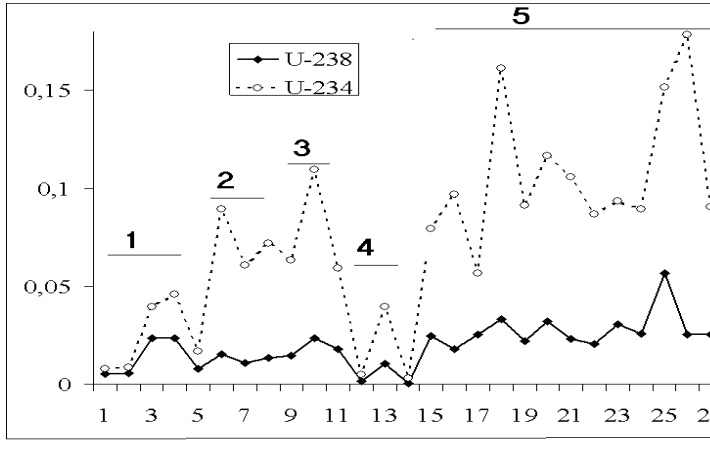


Рис. 1. Распределение активностей изотопов урана в подземных водах на территории месторождения алмазов имени М.В. Ломоносова и карьера Ломоносовского ГОКа. 1 – трубка Кольцовская; 2- трубка Ломоносовская; 3 – трубка Пионерская; 4 - трубка Карпинского; 5 – трубка Архангельская (разрабатывается).

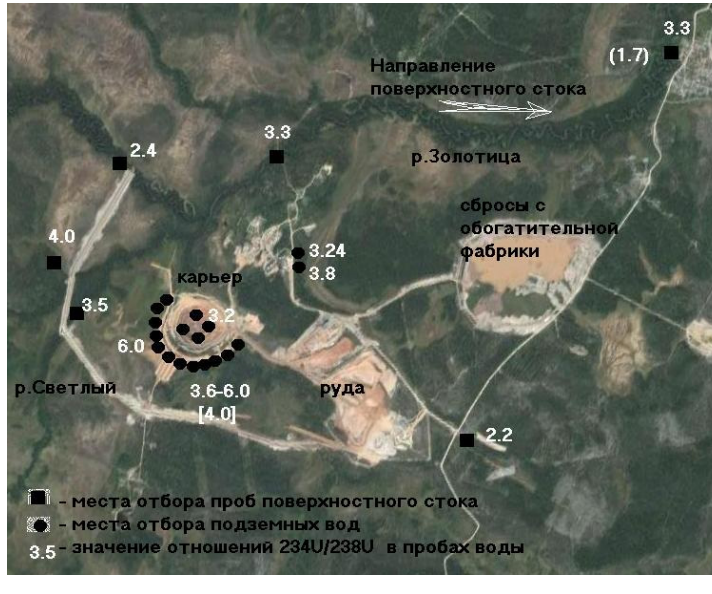


Рис. 2. Схема опробования поверхностных и подземных вод на месторождении алмазов им.Ломоносова

Отношение активностей урана-234 к урану -238 в откачиваемых водах изменяется в зависимости от сезона года [2] от 3.6 до 6 единиц и составляет в среднем 4 единицы. Это значительно выше, чем в поверхностных водах района. Как правило, поверхностные воды имеют малый избыток урана-234 по отношению к урану-238 и составляет в единицах активности 1-1.5. Карьерные воды сбрасываются прямо на болота, откуда дренируют в реку Золотица. Попадание рудничных вод в поверхностные и грунтовые воды изменяют их уран-изотопный состав, что и является показателем загрязнения поверхностных и грунтовых вод .

В нижнем течении реки до начала работы карьера изотопное отношение активностей урана-234 и урана-238 составляло 1.7 (2003 г.), которое изменилось до 3.3 (2006 г.) после начала интенсивных откачек. Это прямое свидетельство влияния карьерных вод на реку Золотица. Вместе с изотопами урана в реку попадают тяжелые металлы. В настоящее время, ниже по течению, в 10 км от месторождения уран-изотопное отношение в реке Золотица убывает до значения 2.4, что указывает на затухание загрязнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Киселев Г.П. Четные изотопы урана в геосфере. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1999. 220 с.
2. Малов А.И., Киселев Г.П. Уран в подземных водах Мезенской синеклизы. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1999. 238 с.

In groundwater of Lomonosov diamond deposit (Arkhangelsk region, Russia) a large uranium-234 excess is established. The diamond mining, the groundwater intense pumping is produced. The water goes into natural surface water and changes the uranium isotopic composition. The uranium isotopes indicate the natural surface water pollution by the mine water.

Колька В.В.[1], Корсакова О.П.[1], Лаврова Н.Б.[2], Шелехова Т.С.[2], Арсланов Х.А.[3]
([1]Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, kolka@geoksc.apatity.ru; [2]Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; [3]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)

Перемещение береговой линии моря и гляциоизостатическое поднятие суши в позднеледниковье и голоцене на карельском берегу Белого моря

Kolka V.[1], Korsakova O.[1], Shelekhova T.[2], Lavrova N.[2], Arslanov Kh.[3]
([1]Geological Institute of Kola RC RAS, Apatity; [2]Institute of geology, Karelian RC RAS. Petrozavodsk; [3]St. Petersburg State University, St. Peterburg)

Late Glacial and Holocene Relative sea-level change and glacio-isostatic uplift on Karelian coast of the White Sea

Депрессия Белого моря в позднем плейстоцене являлась районом деградации Скандинавского ледника от пределов его максимального распространения на востоке (п-в Канин) по направлению к центру оледенения в вершине Ботнического залива Балтийского моря. Деградация носила фронтально-осцилляционный характер и оставила после себя несколько разновозрастных поясов краевых моренных гряд. При таянии Беломорской ледниковой лопасти по ее периферии формировался приледниковый бассейн, в который во время позднеледниковой трансгрессии через Горло Белого моря стали поступать воды Северного Ледовитого океана, и в депрессии установился морской режим. Изучение донных осадков (Д.О.) современных озер, расположенных в депрессиях рельефа на отметках ниже верхней морской границы, позволяет детально охарактеризовать геологическую и неотектоническую историю позднего плейстоцена - голоцена, датировать важные рубежи этой истории в определенных районах побережья. При этом для каждого района изучения Д.О. строится график относительного перемещения береговой линии моря (далее Кривая) в позднем плейстоцене - голоцене. Кривая показывает возраст и высотное положение (относительно современного уровня моря) береговой линии во время смены в данной озерной котловине морских условий седиментации пресноводными. Всего на Кольском и Карельском берегах Белого моря подробно изучено восемь районов по методике описанной ниже. Эти районы различаются по расположению относительно поясов стадиальных краевых образований. В работе представлены результаты исследований в нескольких районах (Кузема, Енгозеро и др.), расположенныхо на Карельском берегу Белого моря западнее пояса краевых образований ругозерской (сальпаусселькя I) стадии оледенения, возраст которых оценивается в 11,3-10,8 C^{14} тыс. лет [1].

В изученных районах на площадках с ограниченной территорией размером в несколько квадратных километров каждая изучались Д.О. в озерах, расположенных на отметках от современного уровня моря до верхней морской границы. Изученные озера располагаются в депрессиях фундамента, сложенного архейскими гранитами и гнейсами, и перекрытыми мореной и флювиогляциальными осадками. Пороги стока из озер представлены мореной, часто перекрытой торфом. Высота порога стока определялась как высота берега без торфа у истока, вытекающего из озера ручья. Д.О. отбирались при помощи поршневого пробоотборника секциями по 1 метру с перекрытием 5-10 см, чтобы избежать пропусков в последовательности накопления осадков. Непосредственно в поле проводилось литологическое описание разреза и отбор образцов для микропалеонтологического (диатомового и споро-пыльцевого анализов) изучения, а также для радиоуглеродного датирования переходной зоны море-озеро.

Основой для построения графиков перемещения линии моря и реконструкции палеогеографических условий исследуемого района в позднеледниковье и голоцене явились пять фациальных разновидностей Д.О., отражающих их генетические различия. Они были выделены ранее[2], при изучении литологических и микропалеонтологических характеристик в разрезах Д.О. озер, расположенных на склонах депрессии Белого моря: - осадки фации позднеледникового приледникового озера (I), которые обычно представлены неслоистой, неясно слоистой или ленточной глиной, слоистым разнозернистым песком; - осадки фации переходной зоны от пресноводных (приледникового озера) к морским условиям седиментации (II) в виде переслаивания зеленоватого песка или алеврита с коричневым до черного органическим материалом (содержание органики здесь достигает 55 %) и чистого алеврита или песка; - осадки фации, соответствующей морским условиям (III), представленные как минеральным (разнозернистым песком и алевритом), так и органическим (отдельные раковины и их фрагменты в алеврито-песчаных осадках) материалом; - осадки фации переходной зоны от морских к озерным условиям (IV) в виде переслаивания гиттии и алеврита, а также неслоистой, неяснослоистой гиттии или алевритистой гиттии; - осадки фации пресноводного озера (V) - черная, темно-коричневая гиттия, иногда в верхних частях присутствуют неразложившиеся растительные остатки.

Наиболее значимыми для построения графика перемещения береговой линии являются данные датирования нижней части осадков фации IV, которые соответствуют древнему положению береговой линии моря на уровне порога стока из каждой озерной котловины. Поскольку в полевых условиях фациальные переходы устанавливались только визуально по литологическим признакам, а точное их положение определялось позже по микропалеонтологическим данным, то C^{14} -датированные интервалы могли

оказаться пред- или постизоляционными, что учитывалось при модельных построениях кривой относительного перемещения уровня моря.

Ниже приводится график одного из изученных участков в районе пос. Кузема (рис. 1). Подобные графики построены для всех изученных участков.

В донных осадках из озерных котловин, в районе поселка Кузема (рис. 1 а, б), были установлены следующие редуцированные последовательности фаций I-II-V (озеро 8), I-III-IV-V (озеро 7), III-V (озера 6, 3 и 1), III-IV-V (озера 5, 4 и 2).

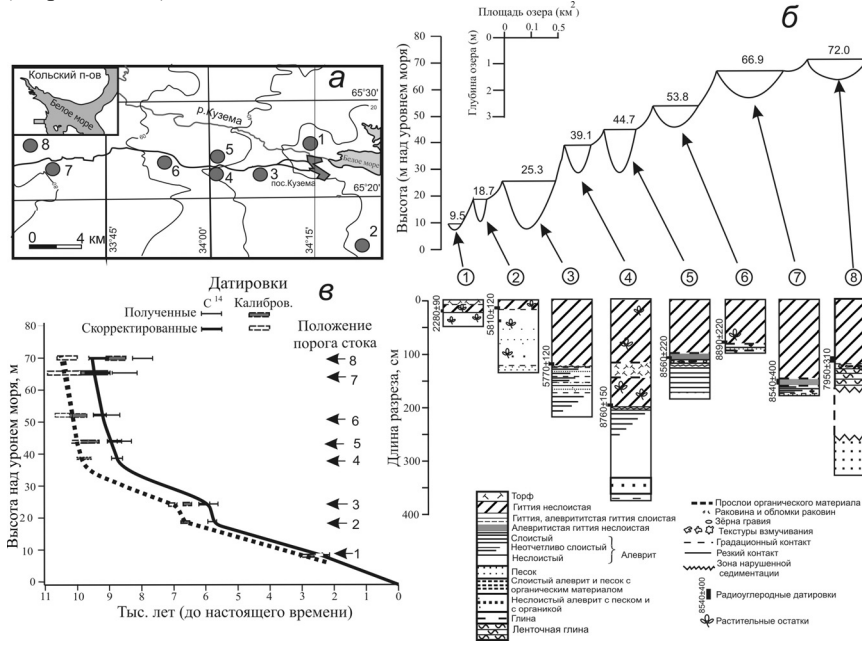


Рис. 1. Схема расположения изученных озерных котловин (а), высотное положение, характеристика исследованных озер и строение разрезов донных осадков (б), кривая относительного перемещения береговой линии Белого моря в районе пос. Кузема (в), сплошная линия - для радиоуглеродного возраста, точки - для калиброванного календарного возраста

В результате анализа была построена модельная кривая относительного перемещения уровня моря для радиоуглеродного и для калиброванного возраста (рис. 1в). Она свидетельствует о быстром понижении уровня моря во временном интервале 9500 - 8500 C^{14} лет со скоростью, которую можно оценить в 3,5 – 10,0 см/год. С 8500 до 6000 C^{14} лет, что соотносится с

трансгрессией Тапес в бассейне Северного Ледовитого океана, скорость регрессии моря замедляется и составляет около 0,7 см/год. Примерно 6000 C^{14} лет назад здесь происходит резкое понижение уровня моря со скоростью около 3 см/год, что также установлено для других близлежащих районов на Карельском берегу Белого моря [2] и может свидетельствовать о локальном проявлении здесь неотектонических движений. Позже скорость регрессии моря в исследуемом районе составила примерно 0,3 см в год.

Сопоставление результатов работ из разных участков позволяет делать выводы о развитии региона в позднеледниковье и голоцене.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00791-а) и программы ОНЗ РАН 11.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ekman I., Iljin V. Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines // Geological Survey of Finland, 1991. P. 73-99.

2. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова // Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 15-25.

The periglacial lake-marine and marine-lacustrine transition (isolation contact) in sediment cores from lake basins situated on the south coast of the White Sea, was identified on the base of lithological, diatom and spore-pollen analysis, radiocarbon dated, and used to construct a relative sea-level (RSL) curve for the Late Glacial-Holocene. The key aim of the investigations is the reconstruction of the Holocene environmental history of the Karelian coast of the White Sea.

Коробов В.Б.[1], Хоменко Г.Д.[1], Чульцова А.Л.[1], Лещев А.В.[1], Гоголицын В.А.[1], Лукьянов С.А.[1], Яковлев А.Е.[1], Клепиковская Е.В.[1], Куртеева Е.И.[2]

([1]Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Архангельск, szoioran@mail.ru, [2]Архангельский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды с региональными функциями, Архангельск)

Экспедиция в устьевой области Северной Двины весной 2011 года: предварительные результаты

Korobov V.B.[1], Khomenko G.D.[1], Chultsova A.L.[1], Leshev A.V.[1], Gogolitsyn V.A.[1], Lukyanov S.A.[1], Yakovlev A.E.[1], Klepikovskaya E.V.[1], Kurteeva E.I.[2]

([1]North-Western Branch of the P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk, [2]Arkhangel Center for Hydrometeorology and Environmental Monitoring with Regional Functions, Arkhangelsk)

Expedition to the mouth area of the Northern Dvina River in the spring of 2011: preliminary results

Устьевая область Северной Двины – одной из наиболее крупных рек Европейской части России, систематически изучается в течение многих десятилетий [1–3]. И, тем не менее, несмотря на такую длительную историю исследований, многие процессы до сих пор остаются мало изученными или не изученными совсем. Одним из таких «белых пятен» является вопрос о состоянии вод устьевой зоны в предпаводочный период.

Поэтому было принято решение в рамках темы фундаментальных исследований СЗО ИО РАН «Оценка роли разномасштабных физических и химических процессов в формировании характерных особенностей экосистем устьевых областей рек бассейна Белого моря», скоординированной с работами по проекту «Система Белого моря» [4–6] в период с 26 марта по 7 апреля 2011 года провести экспедиционные работы в устьевой области р. Северная Двина, основными целями которых являлись:

- комплексные исследования элементов гидрофизического, гидрохимического и гидробиологического режима;
- исследование льда в период его наибольшей мощности и снежного покрова на речной акватории.

Наблюдения проводились на 22 станциях, расположенных на участке реки Северная Двина от п. Усть-Пинега до морской границы дельты (см. рисунок), а также поселке Пинега, расположенном примерно в 200 км от дельты. Из них на двух станциях проводились полусуточные наблюдения, на 16 станциях наблюдения проводились в полную и малую воду, 4 станции были разовыми. В состав полевых работ входили:

– снегомерные работы (измерение толщины и плотности снежного покрова, отбор проб снега на химический анализ);

– ледовые наблюдения (измерение толщины льда, описание его структуры, отбор проб на химический анализ);

– зондирование водной толщи гидрологическим зондом SeaGuard (температура, электропроводность, скорость и направление течений);

– отбор проб воды в поверхностном и придонном слоях на химический и гидробиологический анализы;

– отбор проб воды, снега и льда для определения содержания взвешенных веществ.

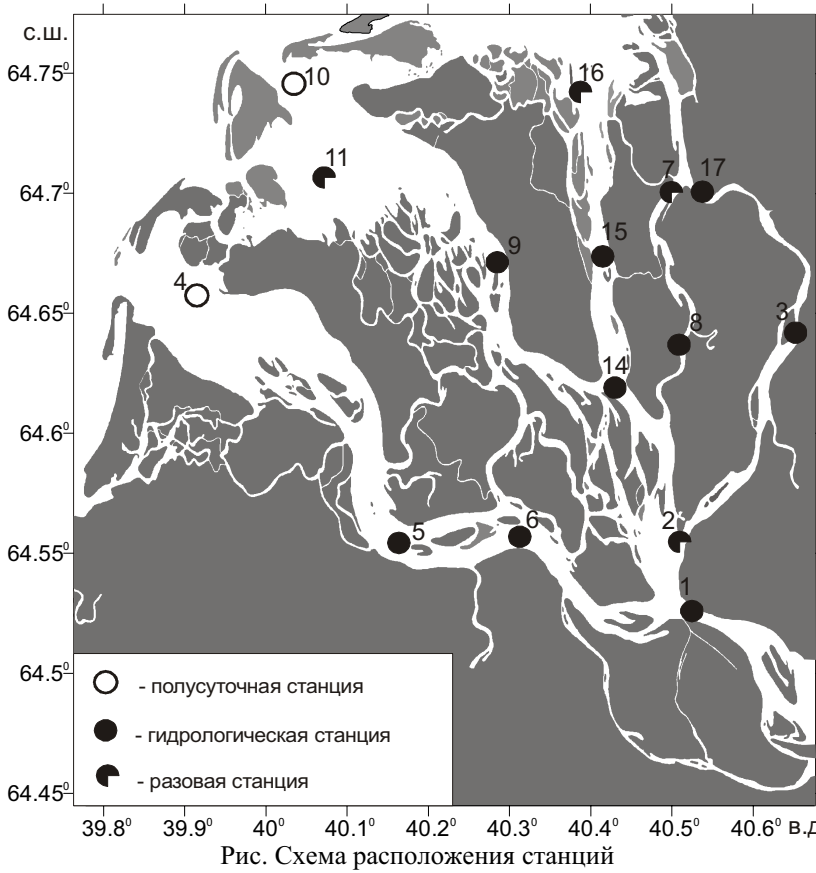


Рис. Схема расположения станций

Рассматриваемый период относится к периоду зимней межени. Расход р. Северная Двина по замыкающему створу (п. Усть-Пинега) в конце марта колебался в пределах 592–602 $м^3/с$. Дневная температура воздуха в конце марта колебалась от -5 до 0ºС. Однако 2 апреля температура повысилась до +4ºС, в ночь со 2 на 3 апреля прошел дождь, вызвавший намокание

снежного покрова и его уплотнение. Началось таяние снега на территории водосбора. Это привело к началу стока талых и дождевых вод по поверхности ледяного покрова. Расход реки к концу первой декады апреля вырос до 683 $м^3/с$.

Температура воды в реке колебалась в пределах от 0,1 до -0,2ºС, минерализация воды от 203 до 216 мг/л. Вертикальная стратификация вне зоны влияния клина соленых морских вод отсутствует. Незначительная вертикальная изменчивость по минерализации (от 225 мг/л у дна до 214 мг/л у поверхности), при постоянной температуре, наблюдалась только у правого берега реки в районе деревни Усть-Пинега. Вероятно, это связано со стоком реки Пинега, впадающей в Северную Двину выше точки наблюдения.

Максимальное присутствие морских вод наблюдалось на станции 10. В данной точке температура воды достигала -1,27ºС, а соленость 20,21‰. Клин морских вод с пониженной температурой и повышенной соленостью в полную воду достигал в придонном слое точек 3, 6, 7, 17 в разных рукавах дельты.

Измерение высоты, массы и плотности снежного покрова производились с помощью снегомера весового ВС-43. Высота снежного покрова изменялись от 12 до 47 см, плотность снега – от 0.172 до 0.342 $г/см^3$. Характеристики снежного покрова зависят от условий снегонакопления, в первую очередь от режима ветра и рельефа местности, которые существенно изменяются даже на небольших расстояниях. Так, станции 9, 10, 11, 14 с толщиной снежного покрова выше среднего расположены в зонах, защищенных от северных ветров. Станции 1л, 3, 4, 6, 15 с малой толщиной снежного покрова, расположены в открытых районах.

Содержание растворенного кислорода в воде соответствовало сезону зимней межени и для речных вод не превышало 5 мг/л. Максимальное содержание наблюдалось с поступлением морских вод в придонном слое на станциях 10 и 17 и, после начала обильного таяния снега, в поверхностном слое на станциях 12 и 18п и достигало более 10 мг/л. Насыщенность вод в большинстве случаев не превышала 30%. Минимальное значение – 23,08%, зафиксировано на 16 станции, максимальное – 91,92%, в Усть-Пинеге.

Концентрация общей взвеси в воде была характерной для периода зимней межени и в среднем для большинства проб составляла 1,5-2 мг/л. Максимальные значения концентрации общей взвеси наблюдались в полную воду в поверхностном слое. В другие фазы приливо-отливного цикла концентрации общей взвеси в придонном слое были несколько выше, чем в поверхностном слое, что соответствует общему представлению о распределении взвеси на устьевых участках рек.

Максимальные значения концентрации взвешенного вещества в воде (13,7 мг/л) были обнаружены в полную воду на станции 17 в придонном слое. Такое явление объясняется повышенной судоходностью в данном месте, и как следствие, взмучиванием донных отложений.

Пространственное распределение взвешенных веществ во льду носило неоднородный характер. Значения концентраций взвеси на разных станциях изменялись почти в 100 раз! Максимальная концентрация взвешенных веществ в ледяном покрове была обнаружена на ст. 11 и достигала 97,97 мг/л. Такие экстремальные значения содержания взвешенных веществ объясняются особенностями данного района дельты. Во-первых, данный район находится в стороне от основных русел и представляет собой естественную седиментационную ловушку, и, как следствие, содержание взвеси в воде здесь выше. Во-вторых, данный район подвержен сильному антропогенному воздействию именно в зимний период, поскольку представляет большой интерес для любительского рыболовства. Количество рыбаков, одновременно находящихся на льду в это время, может достигать 5-6 тысяч человек.

Содержание взвешенных веществ в снегу напрямую зависело от близости к населенным пунктам. Так, самые «чистые» станции 10 и 11 находились на максимальном удалении от ближайших населенных пунктов.

Гидрохимические показатели. В пробах воды, взятых в подледных и придонных горизонтах, снега и льда определялись концентрации следующих элементов: общего фосфора и его минеральная и органическая составляющие, нитритный и аммонийный азот, растворённый кремний.

Концентрации минерального фосфора в пробах снега значительно выше, чем концентрации органического фосфора. Доля органического фосфора в общем фосфоре в пробах снега увеличивается на станциях отбора проб в центре города. При анализе проб кернов льда преобладание концентраций минеральной формы фосфора над органической, как в снеге не выявилась. В пробах воды концентрации минерального фосфора, в основном, превышали концентрации органического фосфора. Средняя концентрация минерального фосфора в пробах воды, за исключением протоки Кузнечихи – 30 мкг/л, что почти в два раза ниже, чем средняя концентрация в протоке – 56 мкг/л.

Максимальные значения нитритного азота отмечены в пробах снега со ст. 9, 1п и 17. На остальных станциях средняя концентрация нитритного азота в пробах снега уменьшается вдвое, до 2,5 мкг/л. В верхнем слое керна льда со ст. 10 измерено максимальное значение нитритного азота – 11,2 мкг/л (в этом же слое отмечена максимальная концентрация и фосфатного фосфора). В 5 кернах концентрации нитритного азота были выше в верхних слоях. Максимальные концентрации нитритного и аммонийного азота отмечены в протоке Кузнечихе.

Диапазон изменения в пробах снега растворённого кремния более значителен, чем во льду. В 5 кернах, исследуемых по отдельным слоям, концентрации растворённого кремния были выше в верхних слоях. Концентрации растворённого кремния в воде рукавов зависела от фазы прилива. Так, в фазу ПВ она понижалась почти в 3 раза.

В целом, концентрации биогенных элементов в воде лежат в рамках средних многолетних значений и изменяются согласно сезонному ходу. Участки с наибольшим содержанием биогенных веществ в снежном и ледяном покрове дельты находятся в центральной части г. Архангельска и в районе порта Экономии.

Для оценки степени загрязнения устьевой экосистемы были отобраны пробы воды (поверхностной и придонной), льда и снега на станциях 1л, 4, 10 и 18. В пробах определялось содержание меди, цинка, никеля, кадмия, железа, мышьяка, алюминия и ртути.

Во всех пробах ниже пределов обнаружения оказались концентрации ртути и мышьяка. Алюминий отсутствовал в большинстве проб, в небольших количествах он обнаружен в воде ст. 18 и в снегу станций 4 и 1л. Во всех пробах обнаружено превышение ПДК (для снега и льда приняты ПДК для воды) медью, цинком и никелем. Железо и кадмий обнаружены во всех пробах в концентрациях не превышающих ПДК.

В снежном покрове изменчивость показателей невелика. Загрязнение ледяного покрова изменялось в более широком диапазоне. В пределах городской черты лед не отличается высокой степенью загрязнения.

Более подробно гидрохимический режим устьевой области в период съемки изложен в работе [7] материалов настоящей конференции.

Гидробиологические характеристики. Анализ гидробиологических данных показывает, что фитопланктон устьевой части реки Северной Двины на данный период структурно не сформирован по видовому составу и соотношениям по таксонам: отсутствие форм, составляющих основу летнего фитопланктона реки Северной Двины и ведущих таксонов с преобладанием фотоавтотрофного метаболизма. Соответственно низкие величины основного хлорофилла *a,* а величины дополнительных хлорофиллов *b* и c, как правило, выше основного. «Нарушен» показатель A:B:C по соотношению и симметрии. Очень высокие величины пигментного индекса E480/E664: от 1 до 6, в нескольких случаях до 15 (в хорошо сформированных и развитых фитоценозах вегетационного периода он не превышает единицы).

ВЫВОДЫ

1. Впервые получены уникальные данные о динамике вод устьевой области Северной Двины в период зимней межени. Они свидетельствуют о достаточно интенсивном перемешивании речных и морских вод.

2. Устьевая область Северной Двины и в зимний период подвержена заметному антропогенному воздействию, причиной которого являются, главным образом, судоходство и сброс сточных вод.

3. В целом, концентрации определяемых биогенных элементов в воде лежат в рамках средних многолетних значений и изменяются согласно сезонному ходу. Участки с наибольшим содержанием биогенных веществ в снежном и ледяном покрове дельты находятся в центральной части

г. Архангельска и в районе порта Экономии.

4. Насыщенность вод кислородом в большинстве проб составляла не более 30%, что характерно для зимнего сезона и обусловлено закрытостью русла ледяным покровом.

5. По ряду тяжелых металлов зафиксировано превышение ПДК в несколько раз. Вряд ли этот факт следует отнести к антропогенному загрязнению, поскольку повышенное содержание тяжелых металлов в природных водах, почвах и грунтах характерно для северных регионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрология устьевой области Северной Двины / Под ред. М.И. Зотина, В.Н. Михайлова. М.: Гидрометеоиздат, 1965. 376 с.
2. Кузнецов В.С., Мискевич И.В., Зайцева Г.Б. Гидрохимическая характеристика крупных рек бассейна Северной Двины. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 195 с.
3. Бреховских В.Ф., Волкова З.В., Колесниченко Н.Н. Проблемы качества поверхностных вод в бассейне Северной Двины. М.: Наука, 2003. 233 с.
4. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А. и др. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Отв. ред. С.М. Шаповалов. М.: Научный мир, 2010. С. 559–597.
5. Шевченко В.П., Филиппов А.С., Богунов А.Ю. и др. Геохимические исследования взвеси в маргинальном фильтре реки Северная Двина в конце зимнего периода // Вестник Архангельского государственного технического университета. Серия «Прикладная геоэкология». Архангельск: Изд-во Арханг. гос. техн. ун-та, 2007. Вып. 70. С. 164–176.
6. Шевченко В.П., Филиппов А.С., Богунов А.Ю. и др. Геохимические исследования снега, льда и воды в устьевой зоне реки Северной Двины в феврале 2006 г. // Вестник Архангельского государственного технического университета. Серия «Прикладная геоэкология». Архангельск: Изд-во Арханг. гос. техн. ун-та, 2008. Вып. 74. С. 118–135.
7. Чульцова А.Л. Исследование химических показателей снега, льда и воды устьевой области реки Северной Двины в зимнюю межень 2011 г. // Данный том.

Preliminary results of research expeditions carried out by North-Western Branch of the Shirshov Institute of Oceanology RAS at the mouth of the Northern Dvina River, during winter low water (March 26 – April 7, 2011).

Кособокова К.Н.[1], Перцова Н.М.[2]
([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, xkosobokova@ocean.ru;
[2]Московский Государственный университет, Биологический ф-т, Москва)

Структура и экология планктонных сообществ Белого моря в зимний период

Kosobokova K.N.[1], Pertzova N.M.[2]
([1]Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow; [2]Moscow State University, Biological Department, Moscow)

Structure and ecology of the zooplankton communities of the White Sea during the winter

Сведения о зимнем зоопланктоне арктических морей чрезвычайно скудны, так как проведение исследований в арктическом регионе зимой сопряжено с большими техническими трудностями и существенными затратами. Белое море является одним из немногих арктических морей, где зимние планктонные исследования в мелководных прибрежных районах проводились неоднократно [Перцова, 1962, 1974, 1984; Прыгункова, 1974, Арашкевич, Кособокова, 1988; Кособокова и др., 2003]. Их результаты дают хорошее представление о зимней динамике состава, численности и биомассы зоопланктона, особенностях экологии массовых видов и сезонных изменениях активности их суточных вертикальных миграций в прибрежье. Основными особенностями планктонных сообществ прибрежных районов Белого моря в зимний период является обеднение их видового состава и резкое снижение численности и биомассы зоопланктона. Начало весенних процессов в прибрежных сообществах приходится на конец марта-апрель.

В центральных глубоководных районах моря зимние наблюдения за зоопланктоном были проведены за историю изучения Белого моря лишь дважды: в марте 1951 г. [Камшилов, 1952] и в апреле 2003 г. во время комплексной экспедиции ГС «Сергей Кравков» в Бассейн Белого моря [Кособокова, Перцова, 2005]. Сведения о динамике планктонных сообществ этих районов с ноября по март полностью отсутствуют. Наблюдения в апреле 2003 г. проводились в конце гидрологической зимы, в период максимального охлаждения водного столба при наличии плавучего ледового покрова. Они показали, что, несмотря на все еще зимние гидрологические условия, к концу апреля планктонные сообщества уже находились в состоянии, переходном от зимы к весне. Ряд их черт, таких как обеднение видового состава, значительно более низкая, чем в летний период, численность и доминирование зимующих стадий в популяциях планктонных фитофагов-фильтраторов, был характерен для зимнего периода. Однако ряд других структурных особенностей указывал на начало развития весенних биологических процессов в пелагиали, несмотря на отсутствие существенного поверхностного прогрева и выраженной

плотностной стратификации вод. Среди этих особенностей – существенное по сравнению с предзимним (ноябрь) состоянием изменение вертикального распределения зоопланктона, начало размножения ряда массовых планктонных видов и появление в пелагиали планктонных личинок бентосных животных.

Возрастной состав и пространственное распределение популяций массовых видов были связаны с особенностями жизненных стратегий каждого вида. Распределение массового фитофага-фильтратора *Calanus glacialis* можно было охарактеризовать как переходное между «зимним» и «весенним». Его наиболее высокая биомасса отмечалась в центральном районе моря с глубинами, превышающими 200 м. По-видимому, именно эта часть Бассейна и Кандалакшского залива Белого моря является областью, где в результате осеннего опускания основная часть его популяции скапливается в зимний период под действием течений. Хотя у поверхности калянус еще не сконцентрировался, на больших глубинах он уже практически отсутствовал. Пик его биомассы наблюдался на промежуточных глубинах 50-150 м. Доля взрослых самок в популяции составляла около 19%, и к поверхности поднялись в среднем 20% из них. Несмотря на относительную малочисленность, около половины поднявшихся самок уже приступили к нересту.

Распределение другого беломорского фильтратора, *Pseudocalanus minutus,* отличалось бльшим однообразием, как по горизонтали, так и по вертикали. Подавляющая часть его популяции уже сконцентрировалась в поверхностном слое 0-50 м. Таким образом, подъем, концентрация псевдокалянуса вблизи поверхности и начало его нереста в центральных районах моря приходились на тот же период, что и в прибрежье (март), когда море еще покрыто льдом.

Вертикальное распределение всеядной копеподы *Metridia longa* мало отличалось от наблюдавшегося в начале ледостава в конце ноября предыдущего года, когда в дневные часы популяция концентрировалась глубже 50 м, а максимум ее биомассы отмечался в слое от 50 до 100 м. Возрастной же состав метридии, в том числе присутствие самых младших стадий развития подтвердил, что вид может размножаться в течение зимы.

Начало весенних процессов в апреле 2003 г. проявлялось не только в изменении вертикального распределения зоопланктона и начале нереста массовых видов. Заметное по сравнению с зимой увеличение длины светового дня и интенсивности проникновения света под лед и в воду, а также высокие концентрации биогенов во льду стимулировали развитие ледовых водорослей. Кроме них, в районах с плавучим льдом и на свободных ото льда акваториях начали развиваться крупные планктонные диатомовые [Кособокова и др., 2004]. Ледовые и планктонные водоросли использовались в пищу копеподами-фильтраторами *C. glacialis* и *P. minutus*, уже частично достигшими поверхности.

Данные, полученные нами в конце зимнего сезона в Белом море, хорошо согласуются с результатами наших недавних зимних исследований в других арктических морях. Так, в Баренцевом и Карском морях в конце зимнего сезона 2001 и 2003 гг. на фоне типичных зимних гидрологических условий и в условиях сплошного ледового покрова [Hirche, Kosobokova, 2011] было зарегистрировано размножение тех же, что и в Белом море, и ряда других видов зоопланктона уже в марте и апреле, появление планктонных личинок бентосных организмов и начало размножения арктического фитофага-фильтратора *Calanus glacialis*. Все эти результаты показывают, что биологическая весна в планктонных сообществах арктических морей опережает весну гидрологическую, и что эти сообщества в большей степени, чем обычно считается, могут быть готовы к использованию ранних вспышек фитопланктона, ожидаемых в связи с возможным более ранним освобождением арктических морей ото льда.

The structure and ecology of the zooplankton communities of the central deep White Sea were studied in late winter 2003 (April). The observed onset of the seasonal upward migration of the plankton populations, an early reproduction of the copepod *Calanus glacialis* and some other species, and the presence of planktonic larvae of benthic animals indicated an early beginning of the spring season prior to the complete ice retreat. Similarly, the late winter studies in the Barents and Kara seas in 2001 and 2003 indicated that the zooplankton communities in both of them were to a certain extent “awake” at the end of winter and capable of exploiting an upcoming phytoplankton blooms. Moreover, these communities seem to be well prepared in the future to exploit earlier spring phytoplankton blooms in response to earlier ice melt.

Кравчишина М.Д., Буренков В.И., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Вазюля С.В., Политова Н.В.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, kravchishina@ocean.ru)

Концентрация хлорофилла “а” в Белом море по судовым и спутниковым данным (2003–2010 гг.) как индикатор биогенной части рассеянного осадочного вещества

Kravchishina M.D., Burenkov V.I., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Vazyulya S.V., Politova N.V.
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow)

Chlorophyll “a” concentration in the White Sea according to vessel and satellite data (2003–2010) as the marker of biogenic part of sedimentary matter

Биогенная взвесь составляет бóльшую часть (до 70–90%) рассеянного осадочного вещества (особенно из поверхностных слоев). Хлорофилл – это не только ключевая характеристика для расчетов первичной продукции, но и пигмент-марка фитопланктона. Он наиболее часто исследуется среди всех фитопигментов, так как встречается у всех видов водорослей. Хлорофилл “а” (хл “а”) и его производные можно рассматривать как маркеры лабильной формы органического углерода. В толще вод и донных осадках они характеризуют вклад именно фитопланктона, а не других источников органики.

Значительную помощь в изучении процессов изменчивости хл “а” оказывают данные спутниковых сканеров цвета. Они позволяют наблюдать поверхностное распределение его концентрации одновременно для всей акватории моря и исследовать временные изменения различных масштабов. Хл “а” входит в число стандартных продуктов обработки данных спутниковых сканеров цвета. Его значения, рассчитанные по стандартным алгоритмам, доступны на сайтах НАСА и Европейского космического агентства: http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/. Сравнение значений концентрации хл “а”, рассчитанных по стандартным алгоритмам и измеренных *in situ*, выполненное в различных морях России, во многих случаях обнаруживает значительные расхождения – иногда на порядок и даже больше [1, 2]. Поэтому для морей России в большинстве случаев требуются региональные алгоритмы, разработанные на основе данных натурных измерений.

Концентрация хл “а” в поверхностном слое Белого моря рассчитывалась по данным сканера MODIS-Aqua. Алгоритм расчета для вод Белого моря заметно отличается от аналогичного алгоритма для Баренцева моря (для других морей в алгоритме оценки концентрации хл “а” по данным MODIS-Aqua использовались другие спектральные каналы). Прямые определения концентрации пигментов фитопланктона (хл “а” и феофитина “а”)

проводились на пробах, отобранных с борта судна летом 2008–2010 гг., флуориметрическим методом [3] посредством предварительно откалиброванного флуориметра Trilogy фирмы Turner. Этим методом изучено 326 проб воды. После отбраковки данных отобрано 68 пар одновременных измерений яркости восходящего излучения спутниковым сканером цвета MODIS-Aqua и судовых определений концентрации хл “а”, которые использовались для разработки регионального алгоритма. Для Белого моря алгоритм оценки концентрации хл “а” имеет вид [4]:

$Схл = 2{,}13\ (R_{rs}(531)/R_{rs}(547))^{-2{,}42}$ n=68 r^2=0,61, где

Lwn – значения нормализованных яркостей для спектральных каналов 531 и 551 нм, *Схл* – мкг/л.

Среднемесячные распределения концентрации хл “а” в поверхностном слое Белого моря по данным сканера цвета MODIS-Aqua осреднены за 8 лет наблюдений (2003–2010 гг.). Получены соответствующие цветные карты распределения, которые собраны в виде электронного атласа [4].

С борта судна проводились измерения фотосинтетической активной радиации (ФАР), охватывающей спектральный диапазон 400–700 нм. По данным спутниковых определений и оптических измерений *in situ* (65°48.87' с.ш., 38°44.07' в.д., глубина моря 70 м) глубина 1%-ной ФАР колеблется от 7 до 9 м, а 0,1%-ной ФАР от 11 до 15 м. Облученность в Белом море для всех длин волн уменьшается гораздо резче, чем, например, в Карском море. Это различие определяется преимущественно количеством и составом взвешенного и растворенного ОВ (“желтого вещества”, которым богаты беломорские воды). По сведениям из литературы, величина ФАР в Белом море уже на глубине 15 м составляет 1% и менее от падающей на поверхность моря, что дало основание оценить толщину фотического слоя в 15–20 м [5]. По данным [6] толщина этого слоя изменяется от 2–5 м в Двинском заливе до 15–25 м в глубоководной части моря; по данным [7] составляет 10–15 м. Толщина фотического слоя заметно варьирует в разных районах моря и, в целом, по нашему мнению, составляет менее 15 м.

В период вегетации степень развития фитопланктона значительно варьирует в разных частях Белого моря [5, 6]. Установлено неравномерное распределение хл “а” по акватории моря. Данные спутниковых сканеров цвета для большей части Белого моря характеризуют лишь верхнюю часть фотического слоя; это следует иметь в виду при сопоставлении спутниковых и судовых данных. Однако и те и другие данные согласуются в том, что наибольшие концентрации хл “а” наблюдаются в Онежском, Двинском и Мезенском заливах, что связано с выносом биогенных элементов с речным стоком.

Летом средняя концентрация хл “а” в фотическом слое, как правило, превышает 1 мкг/л, то есть величину, характерную для эвтрофных вод. Концентрации хл “а” в Белом море заметно выше, чем в Баренцевом и Печорском морях и близки к его значениям в Карском море,

подверженному интенсивному речному стоку.

Межгодовые изменения среднегодовых значений концентрации хл “а” невелики (табл.). Наибольшие изменения наблюдаются в Двинском заливе, но и здесь отклонения максимальных и минимальных среднегодовых величин от среднего не превышают 8% (для взвеси они превышали 11%).

Таблица. Среднегодовые концентрации хл “а” и их среднеквадратичные отклонения, мкг/л с 2003 по 2010 гг. в разных субрегионах Белого моря по данным спутникового сканера MODIS-Aqua.

Годы	Двинский залив	Онежский залив	Мезенский залив	Центральная часть моря
2003	1,95 ± 0,35	2,21 ± 0,27	2,38 ± 0,10	1,68 ± 0,22
2004	2,14 ± 0,26	2,30 ± 0,10	2,39 ± 0,07	1,77 ± 0,17
2005	2,15 ± 0,26	2,23 ± 0,12	2,45 ± 0,12	1,76 ± 0,17
2006	2,09 ± 0,09	2,22 ± 0,02	2,37 ± 0,08	1,73 ± 0,10
2007	1,89 ± 0,29	2,22 ± 0,20	2,36 ± 0,09	1,72 ± 0,15
2008	1,92 ± 0,23	2,20 ± 0,08	2,38 ± 0,11	1,71 ± 0,17
2009	1,95 ± 0,30	2,21 ± 0,13	2,42 ± 0,05	1,66 ± 0,21
2010	2,08 ± 0,25	2,22 ± 0,18	2,43 ± 0,16	1,84 ± 0,16
2003–2010	2,02 ± 0,11	2,23 ± 0,03	2,40 ± 0,03	1,73 ± 0,06
Годы	Кандалакш-ский залив	Западная часть Горла	Восточная часть Горла	Море в целом
2003	1,73 ± 0,27	1,64 ± 0,18	2,01 ± 0,16	1,90 ± 0,20
2004	1,86 ± 0,20	1,64 ± 0,18	1,98 ± 0,07	1,95 ± 0,12
2005	1,76 ± 0,19	1,69 ± 0,10	2,07 ± 0,10	1,97 ± 0,12
2006	1,73 ± 0,13	1,63 ± 0,09	1,98 ± 0,03	1,92 ± 0,05
2007	1,82 ± 0,11	1,61 ± 0,06	2,00 ± 0,07	1,90 ± 0,11
2008	1,80 ± 0,19	1,61 ± 0,10	2,02 ± 0,05	1,90 ± 0,10
2009	1,72 ± 0,16	1,59 ± 0,15	2,03 ± 0,08	1,89 ± 0,15
2010	1,87 ± 0,12	1,71 ± 0,16	2,08 ± 0,11	1,99 ± 0,15
2003–2010	1,79 ± 0,06	1,64 ± 0,04	2,02 ± 0,04	1,93 ± 0,04

Вертикальное распределение хл “а” в Белом море, в целом, соответствует закономерностям, установленным ранее для Мирового океана [8]. Летом наиболее высокие концентрации обнаружены в верхнем слое водной толщи примерно 0–10 м, причем максимальные значения приурочены к слою 0–5 м. В стратифицированных водах на вертикальном профиле распределения хл “а” часто отмечается пик непосредственно над слоем пикноклина, что обусловлено соответствующим вертикальным

распределением фитопланктона и зависит от различных стадий сукцессии его сообществ [6, 7].

Глубже слоя скачка плотности концентрация хл “а” закономерно уменьшается с увеличением глубины. Наиболее низкие концентрации (около 0,5 мкг/л и менее) наблюдаются в промежуточных (средняя глубина 50 м и может варьировать от 20 до 60 м в разных районах моря) и придонных водах баренцевоморского генезиса. Иногда на промежуточных и придонных горизонтах (от 30 до 90 м) концентрация хл “а” достигает 1–2 мкг/л. Это явление характерно для структурного фронта в южной части Горла. Здесь биомасса фитопланктона также достигает значительных величин [5].

Во всей водной толще концентрация хл “а” в июне-июле обычно варьирует от 0,05 мкг/л в придонных водах до 2,5 мкг/л в верхнем перемешанном слое, достигая 9 мкг/л (иногда локально 21 мкг/л) в мелководных районах заливов. Пространственное распределение концентрации фео “а” также неоднородно, как и хл “а”. Доля фео “а” (от суммы хл “а” и фео “а”) колеблется от 0,6 до 100%. При этом высокие значения феопигмента (более 50%), как правило, отмечаются в промежуточных и придонных водах, а также нередко в верхнем перемешанном слое в областях речных стоковых течений и соленостных фронтов. В июне-июле в фотическом слое хл “а” обычно находится в активном состоянии (доля фео “а” составляет 15–25%), то есть основная доля фотосинтетических пигментов приходится на функциональный хл “а”.

Установлено, что ветроволновое перемешивание водной толщи влияет на распределение хл “а” в верхнем слое моря. После шторма (волнение моря до 4 баллов при скорости ветра до 16 м/с, период наблюдений 25–30.07.2010 г.) средняя концентрация хл “а” в фотическом слое Двинского залива уменьшилась примерно в 1,5 раза по сравнению со значениями, измеренными в предыдущий период (20–24.07.2010 г.). Примерно во столько же раз возросла мутность воды и увеличилось среднее значение доли фео “а” (от 17% до 25%).

Не смотря на то, что хл “а” составляет незначительную часть взвеси (0,1–1% от сухой массы взвешенного в воде вещества) между двумя этими параметрами существует взаимосвязь. В отдельных районах моря может проявляться достоверная корреляционная связь (например, в области влияния маргинального фильтра р. Северной Двины R=0,8 для n=13).

В Белом море была выявлена корреляционная зависимость между распределением концентраций хл “а” в различных водных массах и концентрациями ОВ [7]. Наши исследования подтвердили установленную ранее зависимость: между концентрациями этого фитопигмента и взвешенной формой $C_{орг}$ обнаружена достоверная парная корреляция (R=0,6 для n=230). Распределение хл “а” в целом пропорционально распределению взвешенного ОВ в водной толще моря. Однако между этими параметрами

не обнаружена значимая линейная зависимость, что указывает на сложную взаимосвязь между ними и не может свидетельствовать об общем увеличении концентрации фотосинтетического пигмента по мере увеличения взвешенных органических частиц в воде.

ВЫВОДЫ. Впервые представлены среднемесячные распределения концентрации хл “a” в поверхностном слое Белого моря по данным спутникового сканера MODIS-Aqua за 8 лет наблюдений (2003–2010 гг.) в сопоставлении с натурными измерениями, охватывающими всю акваторию моря. Изменчивость среднегодовых значений хл “a” за этот период невелика: менее 8%.

В Белом море основная масса органического вещества (ОВ) создается фитопланктоном в процессе фотосинтеза в относительно узком десятиметровом поверхностном слое – это один из наиболее биогеохимически активных слоев водной толщи. Максимальные значения хл “a” летом регистрируется на глубинах 0–5 м и лишь за редким исключением на более глубоких горизонтах.

Обнаружена сложная взаимосвязь между концентрациями взвеси и хл “a” в Белом море. Она обусловлена тем, что концентрации этих параметров определяются одним и тем же фактором, а именно, речным стоком, который выносит как взвесь, так и биогенные элементы.

Изменения среднемесячных значений хл “a” по спутниковым данным с 2003 по 2010 гг. показывают, что сезонные колебания его концентрации схожи с сезонными изменениями концентрации взвешенного вещества.

Соотношения между концентрацией взвеси и хл “a” (с привлечением данных по содержанию взвешенного и растворенного ОВ) могут оказаться перспективными для установления трофического статуса водоема и выведения соответствующего трофического индекса.

Исследования поддержаны ОНЗ РАН (проект № 2), РФФИ № 10-05-00936 и № 11-05-00087, грантом Президента РФ № НШ-3714.2010.5. Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за научное руководство и В.П. Шевченко за поддержку работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буренков В. И., Ведерников В. И., Ершова С. В и др. Использование данных спутникового сканера цвета океана SeaWiFS для оценки биооптических характеристик вод Баренцева моря // Океанология. 2001. Т. 41, № 4. С. 485–492.
2. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V et al. Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas // Deep-Sea Research II. 2004. V. 51. P. 1063–1091.
3. HolmHansen O., Riemann B. Chlorophyll “a” determination: improvements in methodology. Oikos 30, 1978. P. 438–447.
4. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V., Vazyulya S.V. Bio-optical characteristics of the Russian Seas from satellite ocean color data of 1998–2010 //

Proceedings of the VI International conference “Current Problems in Optics of Natural Waters” St. Petersburg, 2011.
5. Ильяш Л.В., Радченко И.Г., Кузнецов Л.Л. и др. Пространственная вариабельность состава, обилия и продукции фитопланктона Белого моря в конце лета // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 24–32.
6. Мордасова Н.В., Вентцель М.В. Особенности распределения фитопигментов и биомассы фитопланктона в Белом море в летний сезон // Комплексные исследования экосистемы Белого моря. М.: ВНИРО, 1994. С. 83–92.
7. Бобров Ю.А., Максимов М.П., Савинов В.М. Первичная продукция фитопланктона // Белое море. Биологические ресурсы и проблемы их рационального использования. Ч. 1. СПб.: ЗИН РАН, 1995. С. 92–114.
8. Кобленц-Мишке О.И., Ведерников В.И. Первичная продукция // Океанология. Биология океана. Т. 2. М.: Наука, 1977. С. 183–209.

Biogenic part of SPM is about 70–90% especially in surface waters. Chlorophyll – is not only a key feature for the calculation of primary production, it is pigment-mark of phytoplankton. Chlorophyll "a" (chl "a") and its derivatives can be considered as markers of labile forms of organic carbon. In the water column and sediments, they characterize this contribution of phytoplankton exactly, but not other sources of organic matter. chl "a" concentration in the White Sea from satellite ocean color data was calculated by using data of the scanner MODIS-Aqua; the calculation method was described by [4]. Direct determination of concentration of phytoplankton pigments (chl “a” and pheophytin "a") was performed by fluorometric method [3] with seawater samples, taken from the ship. Photosynthetically Available Radiation (PAR) was also measured by a ship photometer. We studied spatial distribution of chl "a" derived from satellite data, it seasonal and inter-annual variability and vertical distribution in water column. The first time the mean monthly distribution of chl “a” concentration in the surface layer of the White Sea from data of the satellite scanner MODIS-Aqua, averaged over 8 years of observations (2003–2010), are presented. The variations of the mean annual chl "a" concentrations are small. The greatest changes are observed in the Dvina Bay, but even there the deviation of the highest and the least values of the average over all years do not exceed 8% (for the SPM they exceed 11%). Indirect connection is observed between concentrations of SPM and chl “a” in the White Sea. This is explained by the fact that both concentrations are determined by the same factor, mainly content of biogenic elements in the river runoff.

Кузнецов О.Л., Филимонова Л.В.
(Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuznetsov@krc.karelia.ru)

Стратиграфия и прирост торфяных залежей верховых болот побережья Белого моря в голоцене

Kuznetsov O.L, Filimonova L.V.
(Institute of Biology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk)

Stratigraphy and peat deposit increment rate of raised bogs on the White Sea coast during Holocene

Побережье Белого моря является одним из самых заболоченных регионов в мире, на его отдельных участках заторфованность достигает 60–80%. Это обусловлено комплексом палеогеографических, геоморфологических и климатических факторов. В результате гляциоизостатического поднятия территории здесь образовалось несколько террас, которые заболотились в разные периоды голоцена. Эти болота служат прекрасным объектом для палеоботанических и палеогеографических исследований, которые выполнены авторами на территории Карелии и Мурманской области.

Плоские террасы, сложенные водоупорными морскими суглинками и глинами, местами плотными песками, почти сразу же после обнажения начинали заболачиваться. На верхних террасах с отметками более 20 м н.у.м. процессы заторфовывания начались около 9,5–10,0 тыс. кал. л.н., на более низких террасах болота значительно моложе [1–3]. В неглубоких понижениях рельефа формировались травяные (тростниковые, хвощовые, осоковые) евтрофные и мезотрофные сообщества, отложившие небольшие слои низинного и переходного торфа. На ровных участках террас развитие болот часто сразу начиналось с омбротрофных сосново-сфагновых и пушицево-сфагновых сообществ, отлагавших сосново-сфагновый и пушицево-сфагновый торфа, которые быстро сменялись сфагновыми [4].

В настоящее время в пределах Прибеломорской низменности господствуют южноприбеломорские дистрофные (верховые) грядово-озерковые болота, приуроченные к верхним террасам. Для них характерны вересково-лишайниковые гряды в сочетании со вторичными озерками и деградированными водорослево-печеночными мочажинами. Они образуют пояс шириной в 10–20 км от с. Гридино (66º с.ш., 35º в.д.) на Карельском берегу до полуострова Канин на востоке. Отдельные массивы встречаются также на Терском берегу в Мурманской области [5, 6]. На второй и третьей террасах развиты верховые сфагновые грядово-мочажинные болота, а на самой нижней – молодые (менее 2 тыс. лет) мезотрофные травяно-сфагновые и травяные [1, 5]. В процессе своего развития отдельные болотные массивы слились в огромные болотные системы площадью до 20–30 тыс. га, которые разделяются только узкими долинами рек и ручьев.

Мощность торфяных залежей верховых болот на двух верхних террасах составляет, в основном, 3,0–4,5 м, но в некоторых глубоких депрессиях она достигает 7–8 м. Торфяные залежи почти полностью сложены верховыми сфагновыми торфами с малой и средней степенью разложения, а также включают небольшие прослойки пушицево-сфагнового и шейхцериево-сфагнового торфов. Придонные слои образованы переходными, в редких случаях низинными, травяными, древесно-травяными или травяно-моховыми торфами, мощность которых обычно не более полуметра. Это свидетельствует о быстром переходе болот на атмосферное питание.

Слабые уклоны поверхности террас и гумидный климат способствовали формированию поверхностного стока избытка воды на болотах, что привело к развитию на них грядово-мочажинных комплексов уже в конце бореального периода (около 9 тыс. кал. л.н.). Со временем на болотах верхней террасы они превратились в грядово-озерковые комплексы, в которых отдельные вторичные озерки глубиной до двух метров имеют возраст не менее 6 тыс. кал. лет. В связи с этим для торфяных залежей характерно вертикальное напластование грядовых и мочажинных торфов. Часто также наблюдается горизонтальное перемещение границ гряд, мочажин и озерков и их смена друг другом, что хорошо отражается в стратиграфии торфяных залежей сменой грядовых торфов мочажинными.

С целью определения скорости прироста торфа на болотах Беломорского побережья был рассчитан календарный возраст слоев торфа, отложившихся за голоцен и в отдельные его периоды в исследованных разрезах, для которых имеются радиоуглеродные датировки и спорово-пыльцевые диаграммы. Полученные данные (табл.) свидетельствуют, что на верховых болотах верхних террас Прибеломорья с глубиной торфяных залежей до пяти метров вертикальный прирост торфа за голоцен изменялся в пределах 0,37–0,68 мм/год и составил в среднем 0,49 мм/год. Эти показатели в целом близки для верховых болот как Карелии, так и Финляндии [4, 7, 8]. Самые глубокие разрезы (Круглое, Заруцкое) имеют более высокие показатели прироста торфа, что характерно для болот в единичных замкнутых депрессиях [3, 4]. Молодые болота на нижней террасе, возникшие в субатлантический период, имеют также очень высокий прирост торфа (1,88 мм/год на болоте Солнечное), но их торфяные залежи еще не уплотнены. Близкие показатели прироста торфа получены для молодых болот на побережье Балтийского моря в Финляндии [7].

Установлено, что прирост торфа в разные периоды голоцена в каждом из изученных разрезов значительно отличался – в 1,5–5 раз, а в отдельных датированных слоях залежей колебания были еще больше – от 0,18 до 2,0 мм/год. В начале болотообразования в бореале (BO) прирост торфа в изученных разрезах составлял 0,23–0,91 мм/год, в атлантический (AT) период был значительно выше – 0,43–1,36, затем снизился и стал в суббореале (SB) – 0,18–0,75, а в субатлантике (SA) – 0,24–0,80 мм/год (за

исключением болота Солнечное).

Таблица. Прирост торфа на болотах побережья Белого моря

название болота, скважина	координаты	высота н.у.м., м	глубина залежи, м	возраст залежи, кал. лет	прирост торфа, мм/год
Морские Мхи, 17	66º23´ N 36º23´ E	78	5,0	10200	0,49
Морские Мхи, 26	66º23´ N 36º23´ E	76	4.5	9000	0,50
Матигора, 1 (гряда)	64º28´ N 34º35´ E	40	4,05	9290	0,44
Матигора, 2 (гряда)	64º28´ N 34º35´ E	39	3,4	9200	0,37
Матигора, 8 (гряда)	64º28´ N 34º35´ E	38	3,2	8600	0,37
Вирменское, центр	64º18´ N 35º10´ E	28	4,4	8730	0,50
Вирменское, окрайка	64º18´ N 35º10´ E	26	4,25	7545	0,56
Круглое[3]	64º14´ N 35º47´ E	25	7,5	8800	0,85
Заруцкое[1]	63º55´ N 36º20´ E	22	7,9	9500	0,84
Нюхчинский Мох[1]	63º56´ N 36º18´ E	20	5,1	7500	0,68
Кузоменский Мох, 28	66º22´ N 36º26´ E	16	2,0	4715	0,42
Кузоменский Мох, 29	66º22´ N 36º26´ E	16	2,4	3970	0,60
Приморское[1]	63º58´ N 36º18´ E	12	2,15	5500	0,40
Солнечное[2]	65º55´ N 34º30´ E	8	3,2	1700	1,88

Данные по болотам с индексами [1-3] приводятся по соответствующим литературным источникам, по остальным – данные авторов

Следует отметить, что верхние 30–40 см рыхлого торфогенного слоя на сфагновых болотах почти всеми исследователями включаются в общую мощность залежи, что приводит к завышению средних показателей прироста торфа, особенно для субатлантического периода и последнего тысячелетия. Это необходимо учитывать при моделировании и прогнозировании динамики болот и аккумуляции углерода болотными экосистемами в связи с глобальными изменениями климата.

Наблюдается асинхронность скорости прироста торфа по периодам голоцена на разных болотах. На одних она выше в BO и AT и резко падает в

SB, а на других она ниже в AT, чем в прочие периоды. При этом на протяжении периодов прирост торфа также изменялся неоднократно. Так, для разреза из центральной части болота Вирменское глубиной 4,4 м получено 11 радиоуглеродных датировок, что позволило выполнить детальную реконструкцию сукцессий растительности в этой части болота и рассчитать скорость торфонакопления (рис.).

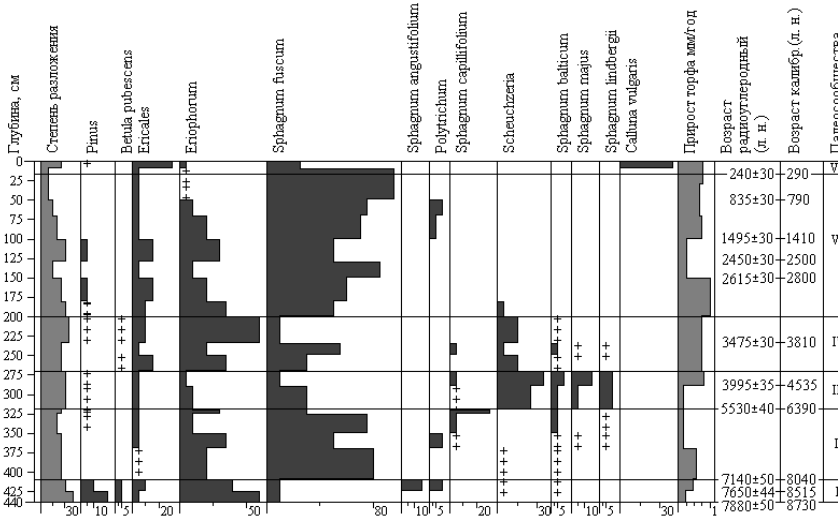


Рис. Сукцессии растительности и скорость торфонакопления на болоте Вирменское

Палеосообщества: I – Pinus sylvestris–Eriophorum vaginatum–Sphagnum fuscum+S. angustifolium, II – Eriophorum vaginatum–Sphagnum fuscum, III – Scheuchzeria palustris+Eriophorum vaginatum–Sphagnum sect. Cuspidata, IV – Ericales–Eriophorum vaginatum+Scheuchzeria palustris–Sphagnum fuscum, V – Ericales–Eriophorum vaginatum–Sphagnum fuscum, VI – Calluna vulgaris+Empetrum nigrum–Sphagnum fuscum+Cladina

Здесь выделено 6 палеосообществ, установлены смены гряды мочажиной и обратно грядой [4]. Прирост торфа в отдельных слоях колебался от 0,15 до 1,1 мм/год, причем он не был четко связан с составом палеосообществ и имевшими место сукцессиями растительности. Прирост фускум торфа, отлагавшегося грядовыми сообществами, варьировал в пределах 0,25–1,1 мм/год в разные периоды голоцена, а мочажинных торфов – 0,15–1,0 мм/год. Такие существенные различия объясняются как колебаниями продуктивности сообществ, так и разной интенсивностью процессов разложения остатков, что видно по степени разложения торфа, а также выносом органического вещества со стоком с болота.

Полученные результаты свидетельствуют, что для верховых болот Беломорского побережья характерны верховые торфяные залежи с преобладанием сфагновых торфов. На скорость торфонакопления в голоцене, наряду общеклиматическими факторами, сильное влияние оказывали локальные условия развития и залегания болотных массивов, а также их гидрологический режим.

Работа выполнена в рамках ФЦП (контракт № 02.740.11.0700).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Елина Г.А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л.: Наука, 1981. 159 с.
2. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палерастительность и палеогеография). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. 242 с.
3. Пьявченко Н.И., Елина Г.А., Чачхиани В.Н. Основные этапы истории растительности и торфонакопления на востоке Балтийского кристаллического щита в голоцене // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1976. № 45. С. 3–24.
4. Кузнецов О.Л. Особенности торфонакопления и динамики некоторых типов болотных массивов Карелии // Направления исследований в современном болотоведении России. СПб.: РБО, 2010. С. 96–112.
5. Юрковская Т.К. Болота // Растительность европейской части СССР. Л.:Наука, 1980. С. 300–345.
6. Елина Г.А., Филимонова Л.В., Грабовик С.И., Костина В.И. Болота Кольского полуострова // Труды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2005. Выпуск 8. С. 94–111.
7. Mäkilä M., Toivonen T. Rate of peat accumulation and its variability during the Holocene // Wise Use of Peatlands. Proceedings of the 12 International Peat Congress. Vol. 1. Tampere, 2004. P. 50–55.
8. Кузнецов О.Л., Мякиля М. Скорость торфонакопления на болотах Карелии // Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии.III Междунар. конф. Тезисы докладов. Пущино, 2007. С. 42–43.

Raised bogs on the White Sea coast are of different age – from 3 to 10 thousand years. Peat deposits consist mainly of ombrotrophic Sphagnum peat types. Peat increment rate during Holocene has a big variability (0,15 – 2,0 mm/yr). It was due to global climatic and local geomorphological and hydrological factors.

Кутенков С.А., Стойкина Н.В.
(Институт биологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, effort@krc.kareli.ru)

Реликтовые торфяники островов Белого моря

Kutenkov S.A., Stoikina N.V.
(Institute of Biology, Karelian Research Centre RAS)

Relic peatlands of the White Sea islands

На некоторых островах Белого моря встречаются уникальные для Карелии реликтовые торфяники. Покров торфа следует за формой рельефа, и центральные, слабовыпуклые части небольших скальных островов иногда целиком покрыты торфом. Торф пересохший, верхового типа, глубина залежи достигает 80 см. Внешний облик торфяников сходен с обликом полигональных болот тундровой зоны [1] – пологовыпуклые торфяные блоки размером 4–20 кв. м, разделяемые канавками шириной до полуметра (рис. 1). Иногда канавки прорезают торфяник до поверхности скалы. Данная структура торфяника имеет отличную от структуры полигональных болот природу и связана с усыханием торфа и его эрозией.



Рис. 1. Реликтовый торфяник на о-ве Терроиха – высота ок. 20м. н.у.м.

Покров торфяников гетерогенен, центральные части блоков часто с обнажениями сухого торфа, обилием лишайников, низкими угнетенными кустарничками или погибшим растительным покровом, канавки – с густыми

зарослями кустарничков. Среди последних, прежде всего, вороника (*Empetrum hermaphroditum*), голубика (*Vaccinium uliginosum*), брусника (*V. vitis-idaea*), подбел (*Andromeda polifolia*), арктоус (*Arctous alpina*), багульник (*Ledum palustre*). Встречаются морошка (*Rubus chamaemorus*), редко и единично пушица (*Eriophorum vaginatum*). В нижнем ярусе лишайники рода кладония (Cladonia), мхи рода дикранум (Dicranum), и печоночники (*Mylia anomala*, *Ptilidium ciliare* и др.). Растительные сообщества подобного состава – "тундроиды" или "приморские вороничники", встречаются и на лишенных торфа пологих скалах островов [2, 3].

С целью выявления истории развития данных реликтовых торфяников на трех из них была изучена стратиграфия залежи. Несмотря на то, что скважины отобраны на удаленных друг от друга островах, с разных высотных отметок, они обладают сходной стратиграфией (рис. 2). Древесные остатки в залежах практически не встречаются, что указывает на то, что болотные участки всегда оставались открытыми. Придонные слои залежей (нижние 5–40 см) сложены пушицевым верховым торфом с незначительным содержанием сфагнов секции Cuspidata (вероятно, *Sphagnum angustifolium* или *S. lindbergii*). Степень разложения 40% и более. Верхнии части залежей сложены пересохшим кустарничковым верховым торфом со степенью разложения до 35%. Кустарничковый торф образует большую часть залежи, однако изначально мог быть отложен и более толстый слой пушицевого торфа, в который позднее с поверхности проникли корни кустарничков, сохранившиеся затем и в залеже. Содержание пушицы в нижнем слое составляет 40–80%, тогда как в верхнем – 5–15%. Стратиграфия во всех случаях выявляет две стадии развития растительности: первая, когда обнаженные скалы были покрыты влажными пушицево-сфагновыми коврами, повторяющими форму рельефа и вторая, когда эдификаторная роль перешла к кустарничкам и лишайникам.

Необходимым условием для формирования пушицевых ковров по скалам является крайне влажный климат. Пушицевые ценозы с незначительной ролью сфагнов, подобные отложившим торф на островах Белого моря, в настоящее время встречаются на олиготрофных болотах-плащах (blanket bog), характерных для территорий с океаническим климатом – Англии, Ирландии и прилегающих островов [4, 5], юго-запада Норвегии [6] и др. В Норвегии, в частности, болота-плащи доминируют в крайне океанических условиях климата западного побережья, они следуют за формой рельефа, заходя по холмам на склоны крутизной до 20 градусов. На удалении от берега, в менее влажных условиях они не отмечены, а по склонам распространены только евтрофные болота, требующие богатого грунтового питания.

Развитие кустарничков и лишайников по торфу и его эрозия связаны со снижением влажности субстрата. Сходный процесс наблюдается на

северных бугристых болотах [7, 8], где в результате мерзлотного пучения пушицево-сфагновый ковер отрывается от уровня грунтовых вод, формируется сухой бугор, зарастающий кустарничками и лишайником. При этом торф имеет те же выраженные слои, что и в случае описываемых реликтовых торфяников. В условиях островов Белого моря при отсутствии вечной мерзлоты такие преобразования могут быть объяснены только общим изменением климата. Известно, что на протяжении голоцена климат неоднократно изменялся, а наиболее влажные и теплые условия – голоценовый оптимум датируется в Карелии в конце атлантического (АТ) периода около 5–6 тыс. л.н. [9, 10]. В это время начинают формироваться многие болота-плащи Британских островов [5].

Имеющиеся данные о скорости регрессии моря и колебаниях климата в голоцене позволяют определить примерный возраст возникновения торфяников. Исследованные нами торфяники занимают отметки от 10 до 30 м н.у.м., что дает основания предполагать разное время начала их формирования. Так, торфяник на о-ве Шарапиха, на высоте около 25 м н.у.м., мог начать формироваться в конце АТ периода, море к тому времени уже находилось ниже данной отметки [10, 11, 12]. Пушицевая стадия на нем была довольно продолжительной, поскольку в разрезе нижние 30 см слагает пушицевый торф, много остатков пушицы и в верхних слоях (рис. 2).

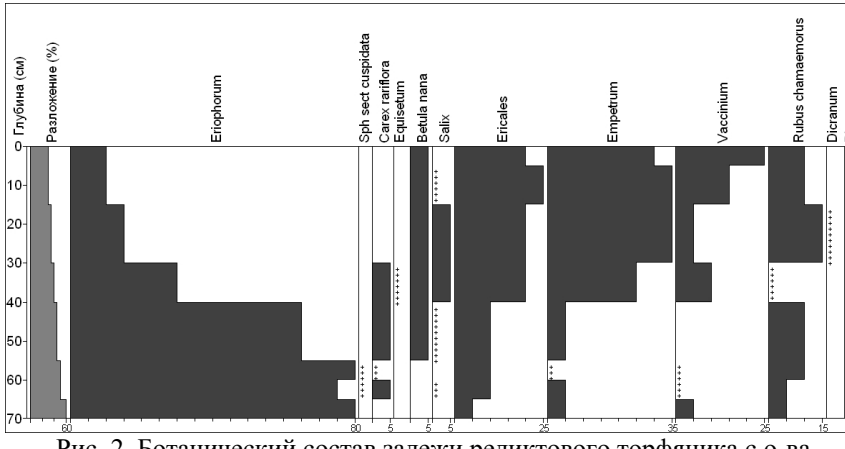


Рис. 2. Ботанический состав залежи реликтового торфяника с о-ва Шарапиха, высота 25–30 м.н.у.м (содержание остатков растений, %)

Торфяники на о-вах Б. Робьяк (16 м н.у.м.) и Зеленая луда (11 м н.у.м.) значительно моложе, поскольку Белое море отступило до абсолютной отметки 10м н.у.м. только 2000 лет назад. Данная регрессия сопровождалась достаточно сильным похолоданием и уменьшением осадков [10]. Вероятнее всего к этому времени успели сформироваться торфяники на самых низких

уровнях, после чего началась их деградация. Слой пушицевого торфа в них тонкий и с большим содержанием остатков корней кустарничков.

Сходные торфяники отмечены на островах в Баренцевом море (Г.А. Елина, А.И. Максимов, устное сообщение). На удалении от моря они встречаются на безлесных возвышенностях севера Фенноскандии – в НП Паанаярви (наблюдения автора) и на возвышенностях Финской Лапландии [13]. К настоящему моменту они прекратили свое развитие, торфонакопление остановилось и идут процессы эрозии. Результаты исследований дают лишь поверхностное представление об истории их развития и современном состоянии. Реликтовые торфяники островов Белого моря, несомненно, требуют дальнейшего изучения с закладкой стратиграфических профилей, их нивелировкой и радиоуглеродным датированием придонных слоев торфа.

Авторы выражают благодарность А.И. Максимову и О.Л. Кузнецову за помощь и ценные советы в ходе подготовки статьи и всем, кто помогал в проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боч М.С., Мазинг В.В. Экосистемы болот СССР. Л.: Наука, 1979. 188 с.
2. Бреслина И.П. Приморские вороничники – особые тундрообразные экстразональные ценозы // Природа и хозяйство Севера. Апатиты, 1971. Вып. 3. С. 89–91.
3. Кравченко А.В. Конспект флоры Карелии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. 403 с.
4. Кац Н.Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. М.: Наука, 1948. 319 с.
5. Moore P.D., Merryfield D.L., Price M.D. R. The vegetation and development of blanket mires. In European Mires / Ed P. D. Moore. London: Acad. Press, 1984. P. 203–235.
6. Moen A. Vegetation // National Atlas of Norway. Hønefoss: Norwegian Mapping Authority, 1999. 200 p.
7. Елина Г.А., Похилько А.А., Бойчук М.А. Болотные экосистемы полуострова Рыбачий (Мурманская область) // Динамика болотных экосистем северной Евразии в Голоцене. Материалы симпозиума. Петрозаводск, 2000. С. 38–48.
8. Seppälä M. Palsa mires in Finland // Finland – land of mires. Helsinki: Finnish Environment Institute, 2006. P. 155–162.
9. Елина Г.А., Кузнецов О.Л., Максимов А.И. Структурно-функциональная организация и динамика болотных экосистем Карелии. Л.: Наука, 1984. 128 с.
10. Елина Г.А., Лукашев А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. 242 с.
11. Елина Г.А. Болота // Скальные ландшафты Карельского побережья

Белого моря: природные особенности, хозяйственное освоение, меры по сохранению. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2008. С. 29–41.
12. 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., 2007. С. 257–259.
13. Luoto M., Seppälä M. Summit peats (‘peat cakes’) on the fells of Finnish Lapland: continental fragments of blanket mires? // The Holocene. 2000. V. 10, № 2. P. 229–241.

Polygonal structures covering the top flat parts of slopes of some treeless rocky islands of the White Sea represent relic peatlands. The peat is oligotrophic, depth to 80 cm. Initially it was accumulated by cotton grass communities similar to modern blanked bog of Northern Europe. Later, due to climate changes, peatlands have dried up, have been occupied by dwarf-shrub “tundroid” communities and as a result of erosion processes have got advanced polygonal structure.

Леонов А.В., Чичерина О.В.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, leonov@ocean.ru)

Биотрансформация нефтяных углеводородов в разных акваториях Белого моря: анализ результатов математического моделирования

Leonov A.V., Chicherina O.V.
(Institute of oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Biotransformation of oil hydrocarbons in different water areas of the White Sea: analysis of mathematical simulation results

Для изучения условий биотрансформации нефтяных углеводородов (НУ) в воде Белого моря весь водоем был подразделен на 9 районов: 1 – мелководье Кандалакшского зал.; 2–4 – Онежский, Двинский, Мезенский заливы; 5 – район Соловецких о-вов; 6 – глубоководная часть моря (Бассейн); 7 – Горло; 8 – Воронка; 9 – губа Чупа.

Систематизированы имеющиеся наблюдения за изменениями концентраций НУ в притоках моря и его отдельных районах. Оценена роль отдельных внешних источников загрязнения ими морской среды. По имеющимся разрозненным наблюдениям за изменением концентраций НУ в воде отдельных районов Белого моря нельзя характеризовать их сезонную динамику и выявить особенности трансформации НУ в морской среде. Гидроэкологическая CNPSi-модель применялась для воспроизведения процессов загрязнения НУ районов 1–9 Белого моря и их последующей биодеградации в морской среде. На основе моделирования определено возможное суммарное поступление НУ из дополнительных потенциальных источников – внутренних природных (продукция микроорганизмами) и внешних антропогенных (судоходство и морские перевозки), наиболее активных в период лето–осень. Для расчетов внутригодовой динамики концентраций НУ использованы среднемноголетние наблюдения за ежемесячными изменениями параметров водной среды (температура, освещенность, прозрачность воды), морфометрии районов моря (площади, средние глубины, объемы водных ресурсов), а также водообмена между выделенными районами, вычисленными с помощью гидродинамической модели.

Водообмен на границах река–море обеспечивает ме́ньшее поступление НУ в заливы Белого моря в сравнении с районом Воронка, граничащим с Баренцевым морем. В этот район из Баренцева моря поступает за год 88.699 тыс. т НУ, что в 5.5 раз выше их поступления в Белое море с основными притоками. Ранее роль Баренцева моря в нагрузке вод Белого моря по НУ практически никак не оценивалась.

Со стоком рек Северная Двина, Онега, Мезень, Нива, Кемь и Кереть в отдельные районы Белого моря поступает соответственно 11.766, 0.691,

1.127, 0.424, 2.048, 0.094 тыс. т НУ/год. Эти значения соответствуют имеющейся в литературе информации о годовых выносах НУ указанными реками в Белое море.

Оцененные поступления НУ со сточными водами в воды Двинского, Кандалакшского и Онежского заливов в среднем составляют 14.957, 0.584 и 0.237 т НУ, а в пересчете на объемы их вод – 4.557×10^{-8}, 9.646×10^{-9} и 1.85×10^{-7} мг НУ/(л сут) соответственно.

Учет нагрузки по НУ на отдельные заливы Белого моря (речной сток, сбрасываемые в заливы сточные воды, вынос НУ в Белое море из Баренцева моря) и перераспределение НУ между районами моря течениями недостаточны для воспроизведения характерных сезонных изменений концентраций НУ в море, так как для периода лето–осень расчетные концентрации НК ниже наблюдаемых. Судя по литературе, существенными потенциальными источниками дополнительного поступления НУ в морскую среду летом–осенью служат их природное (биогенное) образование микроорганизмами и антропогенная нагрузка за счет активизацией судоходства. Влияние этих источников загрязнения было принято идентичным для районов 1–9 Белого моря и оценено суммарно в серии расчетов на модели. На единицу объема вод суммарные значения скоростей поступления НУ для мая, июня–июля, августа–октября и ноября составили соответственно 7.00×10^{-4}, 1.25×10^{-3}, 1.50×10^{-3} и 5.00×10^{-4} мг НУ/(л сут). Для января–апреля и декабря эти скорости принимались пренебрежимо малыми и в расчетах не учитывались. Расчетная динамика концентраций НУ и окисляющих их бактерий *B*2 приведена на рисунке.

В январе–апреле динамика концентраций НУ в водах моря не связана с активностью бактерий *B*2 (она низкая). В воде заливов Кандалакшский, Онежский, Двинский и Мезенский содержание НУ в этот период постепенно увеличивается при общей сбалансированности процессов поступления НУ из внешних источников и их последующего переноса в открытые районы моря. В этот период в открытых районах Белого моря содержание НУ зависит преимущественно от водообмена с соседними заливами и с Баренцевым морем; в водах Бассейна, Горла и Воронки скорости роста концентраций НУ выше при более интенсивном водообмене, а в районе Соловецких о-вов они ниже в сравнении с условиями в заливах Белого моря.

В мае за счет влияния дополнительных источников в водах Кандалакшского, Онежского, Двинского, Мезенского заливов и губы Чупа формируются соответствующие промежуточные максимумы концентраций НУ (0.0701, 0.0593, 0.0617, 0.0599 и 0.0964 мг НУ/л). Весенняя активизация развития биомасс НУ-окисляющих бактерий *B*2 снижает содержание НУ в водах Онежского, Двинского, Мезенского заливов и губы Чупа соответственно до 0.0066, 0.0094, 0.0099 и 0.0052 мг/л. Максимальные удельные скорости роста биомассы бактерий *B*2 ($\tau_{B2} = 0.252$ сут$^{-1}$) в заливах

Белого моря в этот период свидетельствуют об их высокой окислительной активности. В водах Кандалакшского зал. условия развития бактерий *B*2 в мае менее благоприятны и здесь содержание НУ увеличивается до начала сентября (до 0.1099 мг НУ/л). В июле–августе содержание НУ в водах Онежского, Двинского, Мезенского заливов и губы Чупа увеличивается и во второй половине августа в этих районах формируются летние максимумы (0.0158, 0.0371, 0.0297 и 0.0083 мг НУ/л), что вызывает повторную активизацию развитии биомасс бактерий *B*2 и образование в сентябре в водах заливов второго их максимума. Воды Кандалакшского зал. отличает средняя окислительная активность бактерий *B*2 (при наибольшем значении τ_{B2}=0.152 сут$^{-1}$), а Онежского, Двинского и Мезенского заливов – низкая (при наибольших значениях τ_{B2}=0.042, 0.097 и 0.084 сут$^{-1}$).

В сентябре с увеличением биомассы бактерий *B*2 в водах Кандалакшского, Онежского, Двинского, Мезенского заливов и губы Чупа концентрации НУ снижаются, а к концу года – увеличиваются. Активность бактерий *B*2 снижается при сохранении с октября до конца года отрицательных значений удельных скоростей их роста.

В мае концентрации НУ в водах района Соловецких о-вов, Бассейна, Горла и Воронки возрастают, но с меньшими скоростями в сравнении с заливами. В июне концентрации НУ достигают в этих районах промежуточных максимумов (соответственно 0.0646, 0.0562, 0.0647 и 0.0645 мг/л) практически в те же сроки, что и в заливах. Окислительная активность бактерий *B*2 в мае–июне в водах Бассейна низкая (τ_{B2} = 0.065 сут$^{-1}$), а в водах Соловецких о-вов, Горла и Воронки – высокая (при наибольших значениях τ_{B2}=0.250–0.252 сут$^{-1}$). В июне–июле с увеличением биомасс бактерий *B*2 концентрации НУ в водах районов Соловецких о-вов, Бассейна, Горла и Воронки снижаются до минимальных значений (0.0070, 0.0046, 0.0028 и 0.0032 мг НУ/л). В августе следует небольшое возрастание концентраций НУ в водах районов Соловецких о-вов и Бассейна, что вызывает увеличение биомасс бактерий *B*2 при низкой их окислительной активности (τ_{B2}= 0.025 и 0.012 сут$^{-1}$). До начала ноября концентрации НУ в водах открытой части Белого моря снижаются (до 0.001–0.003 мг НУ/л), а к концу года – возрастают. В водах районов Соловецких о-вов, Бассейна и Горла биомасса бактерий *B*2 и их окислительная активность до конца года в целом снижаются. Лишь в водах района Воронка в октябре–ноябре биомасса бактерий *B*2 неизменна и характеризуется положительными значениями τ_{B2} (с максимумом 0.002 сут$^{-1}$).

Для вод Двинского и Кандалакшского заливов было проведено сопоставление расчетных и наблюдаемых концентраций НУ. В водах Двинского зал. оцененные по наблюдениям за 2002–2007 гг. средние и максимальные концентрации НУ составили 0.01–0.06 и 0.04–0.19, а для Кандалакшского зал. – 0.01–0.04 и 0.03–0.11 мг НУ/л соответственно. По расчетам эти концентрации НУ для вод Двинского зал. оценены равными

0.020 и 0.062, а Кандалакшского зал. – 0.036 и 0.110 мг НУ/л соответственно. Таким образом, расчеты и наблюдения находятся в приемлемом соответствии.

Сравнение для вод Двинского зал. расчетных концентраций НУ с имеющимися наблюдениями показало, что для мая, июня, июля и августа сравниваемые показатели достаточно близки, а для сентября–ноября среднемесячные наблюдаемые концентрации НУ в 4–16 раз выше расчетных. Это служит косвенным доказательством использования в расчетах для этого района заниженной нагрузки по НУ для осенних месяцев, по другим районам подобное сравнение из-за отсутствия сезонных наблюдений за динамикой концентраций НУ провести нельзя.

По значениям потребляемых микроорганизмами O_2 (ПК) и субстратов оценивается их окислительная активность. В водах заливов наибольшее ПК и органических субстратов бактериями *B*2 происходит дважды – весной и осенью, а в открытой части моря – преимущественно летом. В период наибольшей активности бактерии *B*2 на окисление 1 мг органических веществ потребляют в разных районах практически одинаковое количество O_2: в водах заливов – 2.795–2.849 и в открытых районах моря – 2.797–2.822 мг O_2 (среднее для всех районов 2.811 мг O_2).

Для разных районов Белого моря получено соответствие сезонных изменений значений продукции *B*2 ($БП_{B2}$) и показателей их окислительной активности. На единицу объема вод годовые значения $БП_{B2}$, г С/($м^3$ год), возрастают в следующей последовательности районов моря: Кандалакшский зал. (2.1442) – Воронка (2.2150) – Горло (2.5327) – Бассейн (2.8082) – Двинский зал. и Соловецкие о-ва (3.4761– 3.4841) – Мезенский зал. (3.8584) – Онежский зал. (4.7319) – губа Чупа (9.1827). Так как объемы вод районов существенно отличаются, то последовательность районов меняется при пересчете значений $БП_{B2}$ на всю массу вод и выражении ее размерности в тыс. т С/($м^3$ год): губа Чупа (5.235) – Кандалакшский зал. (41.824) – Горло (225.412) – Мезенский зал. (227.646) – Соловецкие о-ва (284.088) – Двинский зал. (319.221) – Онежский зал. (431.516) – Воронка (573.697) – Бассейн (586.633).

Составленные годовые балансы НУ для отдельных районов и в целом для Белого моря учитывают в приходной части привнос НУ с речным стоком, баренцевоморскими водами, из дополнительных источников и при переносе водными массами из соседних районов, а в расходной части – потери НУ при биотрансформации и выносе водными массами в соседние районы и из Белого моря в Баренцево. По снижению поступления НУ из разных источников, тыс. т НУ/год, районы моря располагаются в следующем порядке: Воронка (470.420) – Двинский зал. (123.463) – Бассейн (109.806) – Горло (95.159) – район Соловецких о-вов (67.094) – Онежский зал. (35.781) – Кандалакшский зал. (17.850) – Мезенский зал. (16.714) – губа Чупа (0.383). Значимость общих потерь НУ, тыс. т НУ/год, снижается по

районам моря в следующей их последовательности: Воронка (453.320) – Двинский зал. (124.231) – Бассейн (107.358) – Горло (90.615) – район Соловецких о-вов (66.113) – Онежский зал. (35.681) – Мезенский зал. (16.817) – Кандалакшский зал. (16.283) – губа Чупа (0.381).

Значения модуля нагрузки по НУ для районов моря меняются от 0.251 до 0.349, а в целом для моря равно 0.306 тыс. т НУ/км^3. За год в Белое море поступает 928.152 тыс. т НУ (87.6% из дополнительных источников, 9.6% с баренцевоморскими водами и 2.8% с речным стоком), годовые потери НУ составляют 925.496 тыс. т НУ (98.4% потребляется бактериями *B*2 и 1.6% выносится водными массами из Белого моря в Баренцево). Невязка баланса между его приходной и расходной составляющими для моря в целом составляет ~1.2% (для отдельных районов она меняется в диапазоне 0.3–4.1%), что отражает сбалансированность потоков НУ в экосистеме моря и в его отдельных районах.

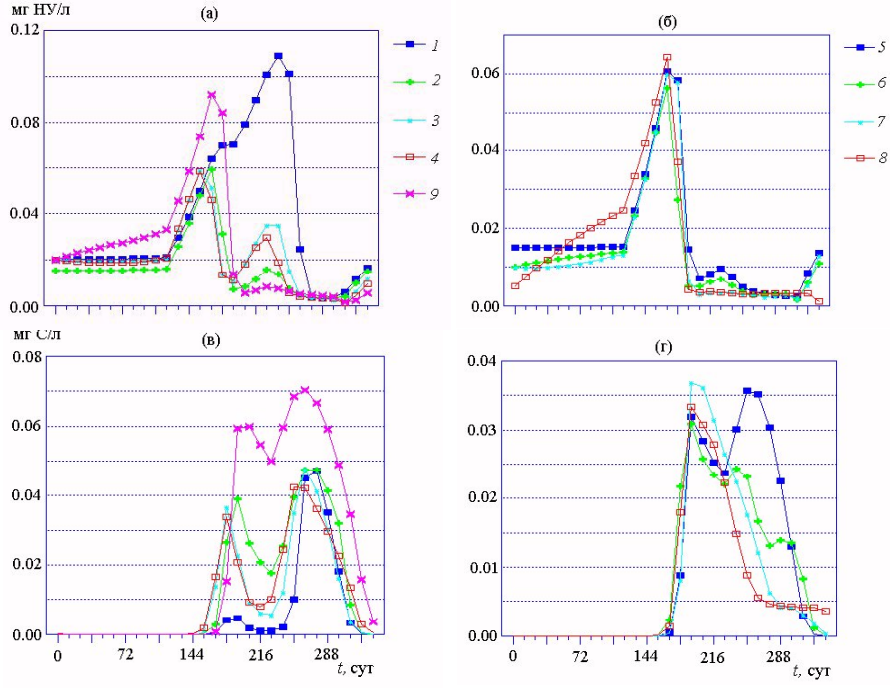


Рис. Внутригодовая динамика расчетных концентраций НУ (а, б) и биомасс *B*2 (в, г) в поверхностном слое в районах 1–9 Белого моря при учете дополнительной нагрузки по НУ на морскую экосистему

Лещев А.В.
(Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Архангельск, ineplome@inbox.ru)

Взвешенные вещества в снежно-ледовом покрове и воде устьевой области реки Северная Двина в конце зимы 2011 года

Leshchev A.V.
(The North-Western Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Arkhangelsk)

Particulate matter in the snow-ice cover and water of Northern Dvina River mouth at the end of winter 2011

Взвесь представляет собой важный геохимический и экологический показатель состояния любой водной системы, в том числе и рек, так как здесь взвешенная форма является основной формой переноса вещества [1]. Пониженное или, наоборот, повышенное содержание взвеси в воде имеет непосредственное влияние на экологическое равновесие акватории. Фитопланктон – составная часть взвеси – участвует в длинной пищевой цепи, а минеральные частицы взвеси (при повышенном их содержании) ослабляют доступ солнечного света в подводные горизонты и, следовательно, тормозят развитие живых организмов. Несмотря на важность изучения геобарьерной зоны «река-море» с экологической, инженерной и рыбохозяйственной точек зрения и ряд проведенных исследований [2–5], закономерности её режима изучены недостаточно.

Объектом исследования была выбрана устьевая область реки Северной Двины. Устьевая область Северной Двины представляет собой многорукавную дельту выдвижения, состоящую из трех основных рукавов и множества проток. На устьевом взморье по всей границе дельты наблюдается мелководный район бара, ширина которого определяется гидродинамическим режимом и увеличивается с запада на восток. Устьевая область реки Северной Двины определяется проникновением приливной волны и начинается около поселка Усть-Пинега, расположенного в 100 км вверх по реке от дельты. Максимальный речной сток Северной Двины наблюдается в период весеннего паводка. Объемы воды, поступающие в море в этот период, увеличиваются в несколько раз, что приводит к изменению естественного режима работы геобарьерной зоны «река-море». Максимальные значения речного стока в Белое море отмечаются в мае, для этого месяца характерны максимумы как водного стока, так и поступления в море взвешенных и растворенных веществ. Кроме этого, в результате подъема уровня воды в реках, происходит активное вымывание загрязняющих веществ из береговых отложений, которые, в свою очередь, попадают в море. Вследствие вышесказанного, исследование особенностей механизма формирования геобарьерных зон «река-море», выявление их

роли как фильтра для вод Белого моря имеет большое значение.

В период с 26 марта по 7 апреля 2011 г. СЗО ИО РАН проводило экспедиционные работы в устьевой области реки Северная Двина [6]. За этот период были проведены наблюдения на 22 станциях, расположенных на участке реки от п. Усть-Пинега до морской границы дельты (рисунок). Из них на двух станциях проводились полусуточные наблюдения, на 16 станциях наблюдения проводились в полную и малую воду, 4 станции были разовыми.

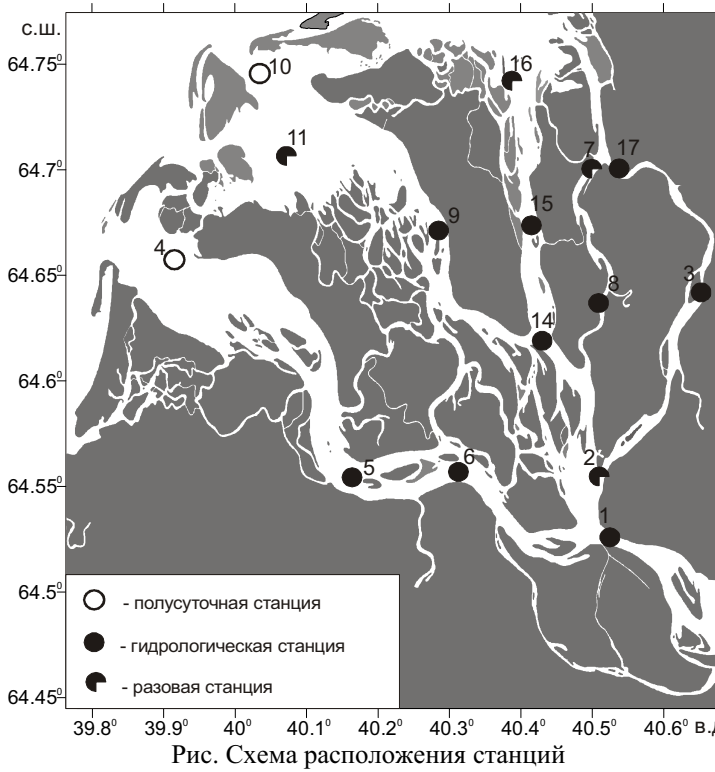


Рис. Схема расположения станций

Измерение высоты, массы и плотности снежного покрова производились с помощью снегомера весового ВС-43. Для отбора проб снега выбирался участок с равномерным снежным покровом с отсутствием торосов. Керны льда получали титановым буром с внутренним диаметром 150 мм. Керн льда был описан и разделен на слои, соответствующие структурным характеристикам льда. Пробы льда и снега растапливались в 12-ти литровых пластиковых ведрах для дальнейшей фильтрации.

Пробы воды для определения количества взвешенных веществ

отбирались в чистые пластиковые канистры ёмкостью 5 л для дальнейшей фильтрации.

Выделение взвеси проводилось методом мембранной ультрафильтрации под вакуумом через чистые ядерные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм с помощью прибора вакуумного фильтрования с поликарбонатными фильтродержателями. Взвешивание ядерных фильтров осуществлялось на электронных лабораторных весах «Adventurer Pro» model RV214. Фильтрация каждой пробы воды проводилась через 3 параллельных ядерных фильтра при помощи вакуумного мембранного насоса с предельным остаточным давлением 50 мм.рт.ст. После окончания фильтрации пробы воды, фильтры перекладывались в чистые пластиковые чашки Петри диаметром 60 мм, высушивались при температуре 55–60ºС и повторно взвешивались.

Рассматриваемый период в гидрологическом плане относится к периоду зимней межени. Расход реки Северная Двина по замыкающему створу (п. Усть-Пинега) в конце марта колебался в пределах 592–602 $м^3/с$. Дневная температура воздуха в конце марта колебалась от -5 до 0ºС. Однако 2 апреля температура повысилась до +4ºС, в ночь со 2 на 3 апреля прошел дождь, вызвавший намокание снежного покрова и его уплотнение. Началось таяние снега на территории водосбора. Это привело к началу стока талых и дождевых вод по поверхности ледяного покрова Северной Двины. Расход реки к концу первой декады апреля вырос до 683 $м^3/с$.

Температура воды в реке колебалась в пределах от 0,1 до $-0,2^{O}$С, минерализация воды от 203 до 216 мг/л. Вертикальная стратификация вне зоны влияния клина соленых морских вод отсутствует. Незначительная вертикальная изменчивость по минерализации (от 225 мг/л у дна до 214 мг/л у поверхности), при постоянной температуре, наблюдалась у правого берега реки в районе деревни Усть-Пинега. Вероятно, в данном случае это связано со стоком реки Пинега, впадающей в Северную Двину выше точки наблюдения.

Максимальное присутствие морских вод наблюдалось на станции 10. В данной точке температура воды достигала -1,27ºС, а соленость 20,21‰. Согласно наблюдениям, клин морских вод с пониженной температурой и повышенной соленостью в полную воду достигал в придонном слое точек 3, 6, 7, 17 в разных рукавах дельты.

Особенности динамики смешения вод в процессе приливо-отливных явлений были особенно хорошо выявлены в процессе полусуточных наблюдений на станции 10. Максимальные значения концентрации общей взвеси наблюдались здесь в полную воду в поверхностном слое. По-видимому, это связано с близостью бара и, как следствие, взмучиванием вод приливной волной на малых глубинах. В другие фазы приливо-отливного цикла концентрации общей взвеси в придонном слое были несколько выше, чем в поверхностном слое, что соответствует общему представлению о

распределении взвеси на устьевых участках рек.

Максимальные значения концентрации взвешенного вещества в воде (13,7 мг/л) были обнаружены в полную воду на станции 17 в придонном слое. Вообще, на станции 17 наблюдались повышенные значения концентрации взвеси по сравнению с другими районами устья. Такое явление объясняется повышенной судоходностью в данном месте, и, как следствие, взмучиванием донных отложений.

Пространственное распределение взвешенных веществ во льду носило неоднородный характер. Значения концентраций взвеси на разных станциях изменялись почти в 100 раз! Максимальная концентрация взвешенных веществ в ледяном покрове была обнаружена на ст. 11 и достигала 97,97 мг/л. Такие экстремальные значения содержания взвешенных веществ объясняются особенностями данного района дельты. Во-первых, данный район находится в стороне от основных русел и представляет собой естественную седиментационную ловушку, и, как следствие, содержание взвеси в воде здесь несколько выше. Во-вторых, данный район подвержен сильному антропогенному воздействию в зимний период. Данный район представляет большой интерес для любительского рыболовства. Количество рыбаков, одновременно находящихся на льду, может достигать 5–6 тысяч. Кроме того, следует учитывать влияние ветрового переноса в период ледостава, в результате которого может происходить значительное перемещение минеральных частиц с береговых территорий.

В среднем, на период экспедиционных работ толщина снежного покрова варьировала от 47 см до 12 см. Толщина снежного покрова 40 см и более наблюдалась на станциях 9, 10, 11, 14. На станциях 1л, 3, 4, 6, 15 толщина снежного покрова на период наблюдений не превышала 20 см. Столь ярко выраженные различия в толщине снежного покрова могут быть объяснены их географическим расположением и подверженности ветровым нагрузкам.

Содержание взвешенных веществ в снегу напрямую зависело от близости к населенным пунктам. Так самые «чистые» станции 10 и 11 находились на максимальном удалении от ближайших населенных пунктов.

Исходя из анализа содержания общей взвеси во льду и в снегу, следует отметить отсутствие явной зависимости между ними. Такое различие может быть объяснено следующими факторами: снег является менее консервативной характеристикой по сравнению со льдом из-за возможности ветрового переноса; основное попадание взвешенных веществ в снег происходит с атмосферными осадками и осаждением атмосферной пыли; за зимний период происходит опускание взвешенного вещества в снегу и вмораживание его в лед.

Автор благодарит своих коллег за помощь в экспедиции и в обработке материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т.

34. № 5. С. 735–747.
2. Кравчишина М.Д., Шевченко В.П., Филиппов А.С. и др. Вещественный состав водной взвеси устья реки Северной Двины (Белое море) в период весеннего половодья // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 396–416.
3. Шевченко В.П., Филиппов А.С., Богунов А.Ю. и др. Геохимические исследования взвеси в маргинальном фильтре реки Северная Двина в конце зимнего периода // Вестник Архангельского гос. техн.ун.-та. Сер. “Прикладная геоэкология”. 2007. Вып. 70. С. 164–176.
4. Шевченко В.П., Филиппов А.С., Богунов А.Ю. и др. Геохимические исследования снега, льда и воды вустьевой зоне реки Северной Двины в феврале2006 г. // Вестник Архангельского гос. техн. ун.-та. Сер. “Прикладная геоэкология”. 2008. Вып. 74. С. 118–135.
5. Шевченко В.П., Богунов А.Ю., Гоголицын В.А. и др. Геохимия снега, льда и воды в устьевой области р. Северная Двина в конце зимнего периода // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XVI Международной научной школы по морской геологии. Москва. Т. II. М.: ГЕОС, 2005. С. 261–262.
6. Коробов В.Б., Хоменко Г.Д., Чульцова А.Л. и др. Экспедиция в устьевой области Северной Двины весной 2011 года: предварительные результаты // Данный том.

Distribution of particulate matter was studied in snow-ice cover and water of Northern Dvina River mouth area at the end of winter (March 26 – April 7, 2011).

Лукьянов С.А.[1], Лебедев А.А.[2], Шварцман Ю.Г.[2, 3]
([1]Северо-западное отделение ИО РАН им. П.П.Ширшова, Архангельск, sergeiuk@yandex.ru, [2]Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, [3]Северный (Арктический) федеральный университет, Архангельск)

Гранулометрический состав донных отложений устьевой зоны реки Северная Двина

Lukcjanov S.[1], Lebedev A.[2], Shvartsman Y.[2, 3]
([1]North-Western Branch of the P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk, [2]Institute of Environmental Problems of the North RAS, Arkhangelsk, [3]Northern Arctic Federal University, Arkhangelsk)

Grain-size composition of the ground sediments in the estuarine zone of the Northern Dvina River

Устьевая зона реки Северная Двина во многих аспектах изучена лучше, чем другие реки бассейна Белого моря. Исследование гранулометрического состава донных отложений устьевой зоны реки Северная Двина производилось различными организациями, такими как ИО РАН им. П.П. Ширшова совместно с МГУ [1], Институтом экологических проблем Севера [2], Севгидрометом и другими.

Целью работы является изучение пространственного распределения донных отложений устьевой зоны реки Северная Двина по гранулометрическому составу.

На гранулометрический состав грунтов устьевого взморья оказывает большое влияние гидрологический режим, метеорологические условия, морфология побережья и дноуглубительные работы на морском фарватере.

В 2009 и в 2010 году в дельте реки Сев. Двина были проведены работы, организованные Институтом Экологических Проблем Севера (ИЭПС), в основных руслах дельты и на устьевом взморье. Изучение пространственного распределения донных отложений по гранулометрическому составу производилось на основе 12 проб, отбор которых происходил в июле 2009 года. Данного количества собранного материала недостаточно для определения детального положения фракционных границ донных отложений. В июле 2010 года были продолжены работы, начатые в июле-августе 2009 года. Схема расположения станций приведена на рисунке 1.

Определение гранулометрического состава производилось согласно ГОСТ 12536-79. «Методы определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава». При проведении анализа проб на гранулометрический состав применялся ситовой и ареометрический метод.

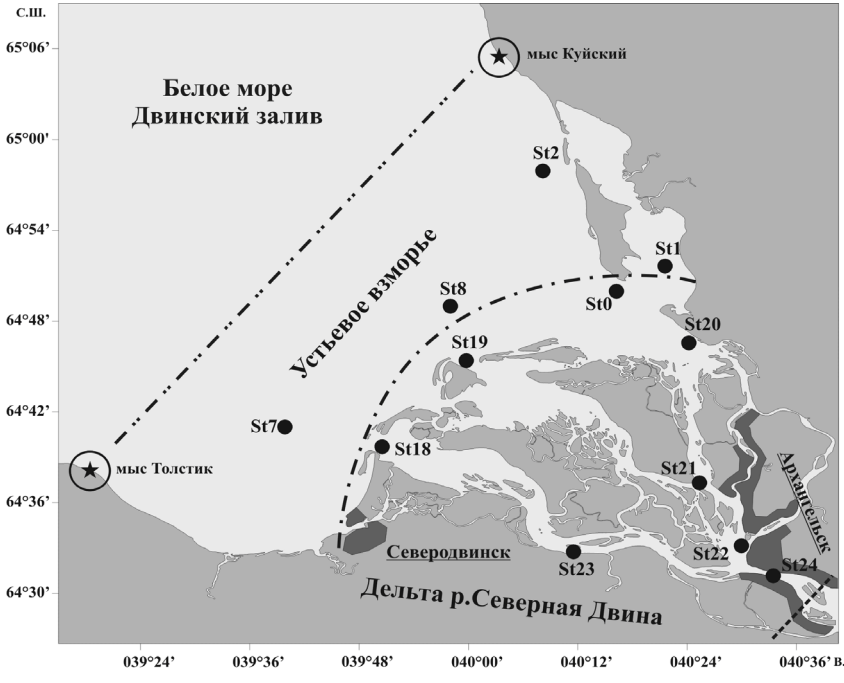


Рис. 1. Схема расположения станций.

Результаты и обсуждения.

Исследования показали, что для большинства станций характерной чертой является преобладание песчаных фракций. Так образцы со станций St 8, St 19, St 20, St 24, St 21 и St 23 являются песчаными грунтами с содержанием песка более 70%. Эти точки, кроме станции St 8 находящейся на устьевом взморье в районе выхода Мурманского рукава, относятся к речной (дельтовой) части района проводившихся исследований.

Образцы станций St 1, St 0 и St 7 являются песчано-алевритовыми грунтами с содержанием каждой группы более 30%. Образцы станций St 18 и St 2 являются песчано – пелитовыми. Отдельно выделяется станция St 22 содержанием каменисто-гравийной фракции, которая составляет около 47% всей пробы.

В устьевой зоне под влиянием сильных стоковых течений происходит сортировка осадочного материала вдоль рукавов реки. Перераспределение донных отложений вдоль речного русла происходит по их крупности. Крупнозернистые осадки располагаются выше по течению. С удалением от вершины дельты в пробах донных отложений увеличивается содержание алевритовых и пелитовых фракций и уменьшается содержание крупнозернистых осадков. На примере Никольского рукава можно

проследить, что от станции St 24 (ж/д мост) расположенной в вершине дельты к станции St 18 расположенной на выходе из рукава у острова Ягры содержание песчаной фракции снижается почти вдвое, гравийная составляющая практически исчезает, при этом содержание алеврита и пелита увеличивается в несколько раз. Станция St 23 находящаяся в этом рукаве имеет свою особенность, состоящую в большом содержании в донных отложениях древесных остатков. Одной из возможных причин такой особенности по нашему мнению может быть длительный период деятельности Цигломенского и Кегостровского лесозаводов.

Точки с песчано-алевритовыми грунтами имеют между собой некоторые различия. Станции St 7 и St 1 имеют преобладание алеврита и меньшее количество песчаной фракции, тогда как точка St 0 расположенная у южной оконечности острова Мудьюг отличается преобладанием песчаной фракции около 61 %. На станциях St 1 и St 7 преобладает пыль 58% и 65% соответственно. Станция St 1 расположена в проливе Сухое море, отличающимся особым гидрологическим режимом, обусловленным её мелководностью и некоторой изолированностью. На гидрологический режим и характер осадконакопления в Сухом море оказывает также река Мудьюга обладающая дельтой выдвижения впадающая в этот пролив.

На станции St 7 происходит аналогичная ситуация. С мысом Толстик и островом Ягры образован, в сравнении с лагуной Сухого моря, более открытый залив. Расположенный в стороне от основного направления речного стока Северной Двины, он аккумулирует в себе фракции песка и пыли.

Обособленно выделяется группа станций, на которых присутствует каменисто-гравийная фракция. На станции St 24 расположенной в верхней части дельты каменисто-гравийные фракции составляют около 7% от всей пробы. На станции St 22 каменисто-гравийные фракции составляют около 47% всей пробы. Возможно, это обусловлено расположением данной станции в месте разделения основного русла. Место отбора пробы находится на отмели разделяющей начало протоки Кузнечиха и основное русло Северной Двины. Это открытое место в период весеннего ледохода и паводка подвергается механическому воздействию со стороны выносимого льда. Нередко в этом месте отмечаются стамухи. При вспахивании мелководья в этом месте происходит интенсивное взмучивание и при сильных течениях в период паводка мелкие фракции вымываются потоком воды. При этом на месте остаются гравий и крупный песок. Обломочный материал в это место может также приноситься со льдом, образовавшимся в период ледостава на мелководьях у берега в верховье реки и содержащим в себе эти частицы, которые освобождаются при трении льдин о дно и в процессе вытаивания из льда. Схожие условия существуют на станции St 21 находящейся на разделении Мурманского и Корабельного рукавов. Здесь также присутствует гравийная фракция 2 %. Значительно меньшее её

количество может объясняться тем, что Корабельный рукав Северной Двины наиболее прямой и широкий и мыс острова Никольский находится несколько в стороне от генерального движения льда.

Станции устьевого взморья. На станциях расположенных, на устьевом взморье процентное содержание, как пылевых фракций, так и песка значительно. Это связано с расположением станций в зоне морской границы смешения речных и морских вод. Район устьевого взморья отличается сложными гидрологическими процессами. Сильные приливо-отливные течения, штормовое воздействие, дноуглубительные работы оказывают большое воздействие на сложный и разнообразный характер перераспределения донных отложений в районе устьевого взморья. Так на станциях St 8 и St 19 расположенных на выходе из Мурманского рукава содержание фракций песка превышает 70% что позволяет их характеризовать как однокомпонентные. При этом грунты станций St 7 и St 2 имеют другой и при этом различный друг от друга гранулометрический состав.

Выводы:

1. В устьевой зоне под влиянием сильных стоковых течений происходит сортировка осадочного материала вдоль рукавов реки. Перераспределение донных отложений вдоль речного русла происходит по их крупности. Крупнозернистые осадки располагаются выше по течению. С удалением от вершины дельты в пробах донных отложений увеличивается содержание алевритовых и пелитовых фракций и уменьшается содержание крупнозернистых осадков.

2. На гранулометрический состав грунта влияют особенности морфологии русла и сезонные гидрологические явления (станции St 24, St 22, St 21, их расположение на мысах в районах разделения рукавов и в вершине дельты, действие ледохода).

3. На гранулометрический состав грунтов устьевого взморья оказывает большое влияние гидрологический режим, метеорологические условия, морфология побережья и дноуглубительные работы на морском фарватере.

Работа выполнена в рамках темы СЗО ИО РАН «Оценка роли разномасштабных физических и химических процессов в формировании характерных особенностей экосистем устьевых областей рек бассейна Белого моря» и проекта-№09-П-5-1021, «Оценка влияния естественных и антропогенных факторов на активизацию геодинамических процессов и связанная с ними сейсмичность, на структуру функционирования и биологическую продуктивность устьев рек и морей Европейского Севера России». Программа Президиума РАН №20 – Фундаментальные проблемы океанологии: Физика, Геология, Биология, Экология.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кравчишина М.Д. Гранулометрический состав взвешенных веществ в

маргинальном фильтре р. Северная Двина. Геология морей и океанов. Материалы 18 Международной научной конференции по морской геологии. Москва. 2009. Т. 3. С. 184-189.
2. Экологические проблемы европейского севера (сборник научных трудов) // Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1996.

Researches гранулометрического structure of a blanket of ground adjournment in устьевой river areas Northern Dvina in the summer (July-August, 2009-2010) are conducted. Results of comparison гранулометрического structure of ground deposits of different areas устьевого a river site, устьевого a beach are resulted. Local features of ground adjournment taking into account features of morphology of a channel and hydrological conditions are considered.

Маслов А.В.[1], Шевченко В.П.[2], Ронкин Ю.Л.[1], Лепихина О.П.[1], Новигатский А.Н.[2], Филиппов А.С.[2], Шевченко Н.В.[3]
([1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, maslov@igg.uran.ru, ronkin@r66.ru, [2]Институт океанологии РАН, Москва, vshevch@ocean.ru, [3]Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, snatti@yandex.ru)

РЗЭ-систематика современных донных осадков Белого моря и нижнего течения р. Северная Двина

Maslov A.V.[1], Shevchenko V.P.[2], Ronkin Yu.L.[1], Lepikhina O.P.[1], Novigatsky A.N.[2], Filippov A.S.[2], Shevchenko N.V.[3]
([1]Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Ekaterinburg, [2]Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, [3]Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University, Moscow)

REE-systematics of modern bottom sediments of White Sea and lower reach of Severnaya Dvina River

Особенности формирования современных донных осадков Белого моря и впадающих в него рек (Северная Двина, Онега, Кемь и др.) в последнее время привлекают все большее внимание исследователей. Этому в существенной мере способствовала постановка специальных многодисциплинарных исследований в рамках проекта «Система Белого моря» [1, 2].

Как уже отмечалось нами ранее [3], состав и геохимические особенности современных осадков Белого моря и впадающих в него крупных и мелких рек контролируются несколькими питающими провинциями, наиболее крупными из которых являются, с одной стороны, Кольско-Карельский геоблок (западная и северо-западная часть водосбора Белого моря), с другой – значительная часть северо-западной периферии Мезенской синеклизы Восточно-Европейской плиты (Юго-Восточное Беломорье и расположенные к югу и юго-востоку от него области) (рис. 1) [4, 5].

Примерно 85% первой из указанных выше провинций представлены породами архейского возраста – тоналит-трондьемитовыми гнейсами, гранитами, мигматитами и гранулитами, толеитовыми и феррометабазальтами, метадацитами, металипаритами, конгломератами, а также габбро-анортозитами и щелочными гранитами. Породы нижнепротерозойского возраста (разнообразные терригенные и карбонатные отложения, метапироксениты, гранофиры и габброиды) слагают ~10% площади Кольско-Карельского геоблока. Доля рифейских осадочных и магматических комплексов составляет здесь не более 5% [6, 7].

Водосбор, дренируемый реками Сев. Двина и Онега и их притоками, сложен туфогенно-терригенными образованиями позднего венда, палеозоя (карбон и пермь) и мезозоя [4]. Верхневендские отложения (валдайская серия) выходят на дневную поверхность в береговых обрывах Белого моря

и вдоль рек, прорезающих глубокие долины на Беломорско-Кулойском плато. РЗЭ-систематика их отвечает систематике продуктов размыва магматических пород преимущественно кислого состава (La_N/Yb_N варьирует от 7,7 до 11,0, Gd_N/Yb_N изменяется в пределах 1,4–1,7, Eu аномалия отрицательная – 0,6–0,7). Nd-модельный возраст (T_{DM}) аргиллитов лямицкой свиты валдайской серии составляет ~1,53 млрд. лет [8]. Величина T_{DM} в аргиллитах вышележащих верховской и ергинской свит равна 1,73–1,71 млрд. лет. Глинистые породы зимнегорской свиты имеют Nd-модельный возраст 1,57–1,53 млрд. лет, а для аргиллитов падунской свиты кембрия он равен 1,66–1,64 млрд. лет. Сведения о значениях T_{DM} для более молодых отложений отсутствуют.

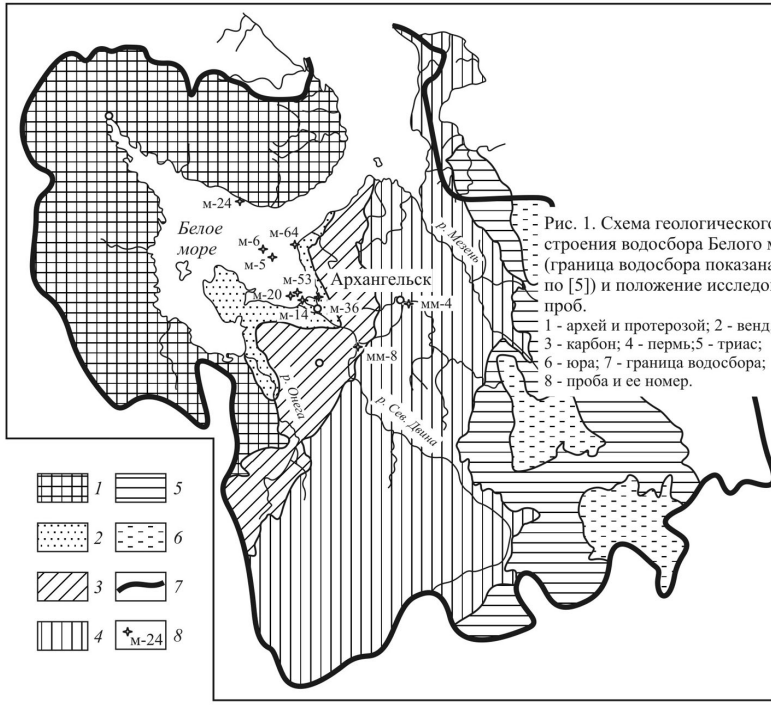


Рис. 1. Схема геологического строения водосбора Белого моря (граница водосбора показана по [5]) и положение исследованных проб.
1 - архей и протерозой; 2 - венд; 3 - карбон; 4 - пермь;5 - триас; 6 - юра; 7 - граница водосбора; 8 - проба и ее номер.

Всего для исследования микроэлементной систематики современных донных осадков Белого моря и его юго-восточной питающей провинции нами использована коллекция из 75 проб, отобранных в разные годы в экспедициях в бассейне р. Сев. Двина и ее притоков и рейсах НИС «Профессор Штокман», и проанализированных в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS. Для 10 из них, представляющих нижнее течение рр. Сев. Двина и Пинега (пробы мм-4 и мм-8), маргинальный фильтр р. Сев. Двина (пробы м-

36, м-14, м-20 и м-53), береговые отложения на мысе Зимнегорский (проба м-64) и литоральные отложения Терского берега (проба м-24), а также глубоководную часть Двинского залива на границе с Бассейном, определены также значения T_{DM} (таблица), и именно РЗЭ-систематика этих проб рассматривается в данном сообщении. По своему гранулометрическому составу пробы мм-4, мм-8, м-24 являются средне- и крупнозернистым песком, а остальные пробы – алевро-пелитом.

Таблица. РЗЭ-систематика и значения T_{DM} ряда проб донных отложений Белого моря и рр. Сев. Двина и Пинега

№№ проб	Место отбора	La_N/Yb_N	La_N/Sm_N	Gd_N/Yb_N	Eu/Eu*	T_{DM}, млн лет
мм-4	СД–2006, ст. П-1, пос. Пинега	3,84	3,02	0,98	0,89	1596
мм-8	СД–2004, ст. 28, пос. Орлецы р. Сев. Двина	3,05	3,29	0,77	0,75	1337
м-36	СД–2005 (май), ст. 64	7,88	3,91	1,45	0,74	1731
м-14	СД–2006 (май), ст. 41	7,06	2,88	1,70	0,73	1596
м-20	0-2 ПШ-4684	7,61	4,30	1,43	0,76	1859
м-53	0-2 ПШ-4925	8,60	3,75	1,73	0,70	1682
м-64	СД–2006 (май), ст. 86, береговые отложения у Зимнегорского мыса	8,04	3,62	1,53	0,62	1884
м-5	0-3 ПШ-4697	9,57	3,24	1,89	0,67	2024
м-6	0-5 ПШ-4698	9,37	3,38	1,92	0,68	1981
м-24	Белое море, Терский берег, 2008 (июль), т. 22.	6,20	3,01	1,50	1,38	2822

Пробы мм-4 и мм-8, отобранные, соответственно, в выше пос. Пинега и в окрестностях пос. Орлецы, характеризуются весьма небольшими значениями La_N/Yb_N, соответствующим тем, что характерны для продуктов размыва позднеархейских андезитов [9], в то же время параметр Gd_N/Yb_N составляет в них менее 1,0, а отрицательная Eu аномалия слабая или почти не выражена (0,75–0,89) (рис. 2). Величины T_{DM} в них варьируют от 1,60 до 1,34 млрд. лет, что сопоставимо или меньше, чем в тонкозернистых терригенных породах валдайской серии. Это (особенно в случае пробы мм-8, отобранный у пос. Орлецы) указывает на размыв в поствендское время в пределах юго-восточной питающей провинции ювенильных магматических комплексов.

Осадки маргинального фильтра р. Сев. Двина по своей РЗЭ-систематике вполне сопоставимы с глинистыми породами валдайской серии. Величина La_N/Yb_N варьирует в них в пределах 1,1–8,6, деплетирование тяжелых РЗЭ не наблюдается, Eu аномалия отрицательная, но несколько больше, чем в PAAS или NASC (0,73–0,76 против 0,66 и 0,68, соответственно). Параметр T_{DM} составляет от ~1,60 до 1,86 млрд. лет. Сходное с последним значение T_{DM} характерно для береговых отложений Белого моря на мысе

Зимнегорский, т.е. непосредственно там, где питание прибрежной полосы моря кластическим материалом, как можно было бы предполагать, происходит почти исключительно за счет размыва/подмыва коренных пород валдайской серии. Возможно, что различия величин T_{DM} для береговых отложений данного района и глинистых пород верхнего венда и собственно Зимнего берега и Беломорско-Кулойского плато обусловлены вдольбереговым или направленным к берегу привносом кластики, имеющей б*о*льшие модельные возраста, и смешением ее с автохтонной «поздневендской» кластикой у Зимнего берега Белого моря. Характерно, однако, что РЗЭ-систематика береговых отложений и глин верхнего венда вполне сопоставима.

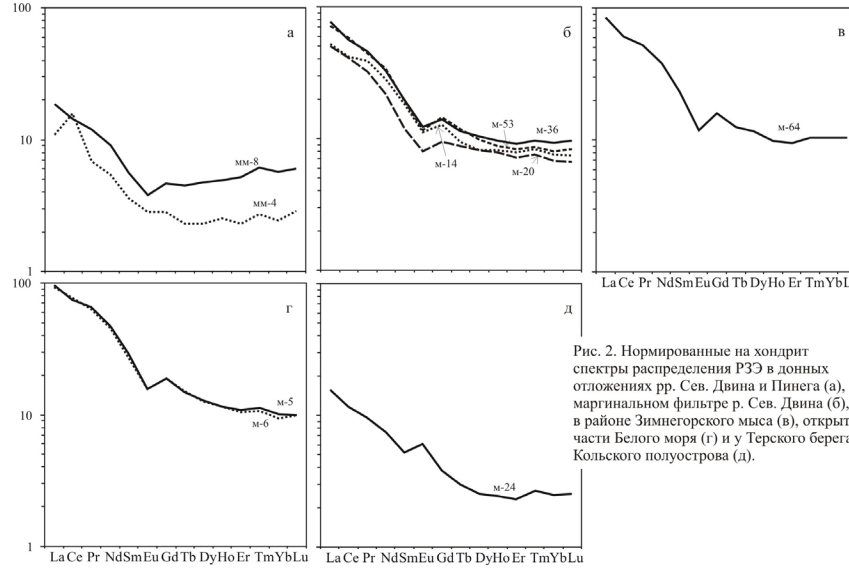


Рис. 2. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в донных отложениях рр. Сев. Двина и Пинега (а), маргинальном фильтре р. Сев. Двина (б), в районе Зимнегорского мыса (в), открытой части Белого моря (г) и у Терского берега Кольского полуострова (д).

Донные осадки внешней части Двинского залива на границе с Бассейном (пробы м-5 и м-6), отобранные примерно на широте м. Керец и на долготе устья р. Стрельна, имеют РЗЭ-систематику, сходную с РЗЭ-систематикой береговых отложений на мысе Зимнегорский, хотя значения La_N/Yb_N и Gd_N/Yb_N в последних все-таки несколько ниже (см. таблицу). Основное же их отличие от рассмотренных выше проб – несколько более древний Nd-модельный возраст (величина T_{DM} ~2,0 млрд. лет).

Наконец, у Терского берега Кольского полуострова литоральные отложения характеризуются двумя чертами, резко отличающими их как от донных осадков маргинального фильтра р. Сев. Двина, так и от отложений центральной части бассейна Белого моря. Во-первых, они имеют положительную Eu аномалию (1,38), во-вторых, им присуще наибольшее из

всех проанализированных нами проб значение Nd-модельного возраста (~2,8 млрд. лет), близкое к медианному значению T_{DM} для магматических и супракрустальных образований основных структурных элементов Балтийского щита (~2,9 млрд. лет) [8]. Таким образом, основываясь на приведенных выше данных, можно сделать вывод о том, что РЗЭ-систематика современных осадков Белого моря и западной части водосборного бассейна р. Сев. Двина весьма хорошо отвечает достаточно простой модели смешения кластики из двух геохимически резко контрастных областей питания: северо-восточной, сложенной преимущественно архей-раннепротерозойскими кристаллическими комплексами, и юго-западной, в строении которой принимают участие почти исключительно осадочные образования верхнего венда, кембрия, карбона, перми и мезозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64223 и 09-05-00279), гранта поддержки ведущих научных школ НШ-3714.2010.5 и Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 21 (проект «Системные исследования морей Европейской части России»). Авторы признательны академику А.П. Лисицыну и В.Б. Коробову за ценные советы, Д.В. Ерошенко, В.А. Жамойде, С.М. Исаченко, Н.К. Федоровой и экипажам НИС «Профессор Штокман», «Айберг-2» и «Акванавт-2» за помощь в отборе проб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А. и др. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Под ред. Шаповалова С.М. М.: Научный мир, 2010. С. 559–597.

2. Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря / Под ред. Лисицына А.П., Немировской И.А., Шевченко В.П. М.: Научный мир, 2010. 480 с.

3. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. Геохимический облик тонкозернистых терригенных пород восточной питающей провинции Белого моря // Геология морей и океанов. Материалы XVIII международной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2009, С. 195–199.

4. Губайдуллин М.Г. Основные сведения о геологическом строении восточной части водосбора Белого моря // Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря. М.: Научный мир, 2010. С. 40–57.

5. Лисицын А.П. Процессы в водосборе Белого моря: подготовка, транспортировка и отложение осадочного материала, потоки вещества, концепция «живого водосбора» // Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря. М.: Научный мир, 2010. С. 353–445.

6. Докембрийская геология СССР / Под ред. Рундквиста Д.В., Митрофанова

Ф.П. Л.: Наука, 1988. 440 с.
7. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
8. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. С. 290–312.
9. 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.

Our studies have shown that REE systematics of the modern White Sea bottom sediments can be considered as a rather simple mixing model of clastic material derived from two geochemically contrast supply regions. The first supply region is Kola-Karelian geological block with 85% domination of Archean rocks, and the second supply region is NW part of the Mezen syneclise composed from Vendian, Paleozoic and Mesozoic rocks. Thus, medium-grained and coarse-grained sands of the lower reach of Severnaya Dvina river and Pinega river have rather low values of La_N/Yb_N ratio (3,0–3,8), Gd_N/Yb_N <1,0, Eu/Eu* ratio varies from 0,75 to 0,89, T_{DM} varies from 1,60 to 1,34 Ga (billions of years). Silty-pelitic sediments of the Severnaya Dvina marginal filter are comparable with Valdaian Series rocks (La_N/Yb_N – 1,1–8,6, Eu/Eu* – 0,73–0,76, T_{DM} from ~1,60 to 1,86 Ga (billions of years). REE systematics of the bottom sediments from the central part of the White Sea (the border between the Dvina Bay and Bassein) is similar to the REE systematics of the coastal sediments sampled near Zimnegorskiy cape, although the sediments from the Bassein have older Nd model age (~2,0 Ga (billions of years). The sandy littoral sediments of the Tersky Shore (Kola Peninsula) are characterized by positive Eu anomaly (1,38) and T_{DM} ~2,8 Ga (billions of years).

Мискевич И.В.[1], Чугайнова В.А.[2]
([1]Научно-исследовательский Центр "Викинг", Архангельск;[2] Северный филиал полярного НИИ морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича, Архангельск, val@sevpinro.ru)

Оценка воздействия нефтяных углеводородов на биомассу фитопланктона по данным натурных наблюдений в Белом и Печорском морях

Miskevich I.V.[1], Chugaynova V.A.[2]
([1]Research Center "Viking", Arkhangelsk; [2]Northern branch of Polarresearch institute of marine fisheries and oceanography, Arkhangelsk)

Assessment of petroleum hydrocarbons impact on the phytoplankton biomass according to data of field observations in the White and Pechora seas

В ходе экологического мониторинга, проводимого Северным фиалом ПИНРО им. Книповича (СевПИНРО) в 2001-2010 годах, было выявлено отсутствие в ряде ситуаций какой-либо значимой реакции фитопланктона на повышенное загрязнение морской среды. При содержании нефтяных углеводородов на уровне 0,1-0,3 мг/л (2-6 ПДК) фитопланктонные сообщества на загрязненных участках могли не иметь значимых отличий по биоразнообразию и биомассе с фоновыми (не загрязненными) зонами. В данной работе для оценки общего содержания нефтяных углеводородов мы используем показатель ПДК(предельно допустимая концентрация), равный 0,05 мг/л.

В 2009 году при обследовании "Научным Центром прикладных исследований экосистем Севера" (г. Архангельск) юго-западной части Двинского залива Белого моря были получены результаты, которые позволяют дать возможное объяснение данной ситуации.

Наблюдения проводились в сентябре 2009 года, сетка станций приведена на рисунке 1. Нефтяные углеводороды определялись по методике ПНД Ф 14.1:2:4.128-98, пигментный состав фитопланктона, в том числе хлорофилл "а", определялся спектрофотометрическим методом. Общая биомасса фитопланктона вычислялась по количеству хлорофилла "а".

Содержание нефтепродуктов в морских водах в исследуемом районе в период наблюдений колебалось в довольно широком диапазоне - 0,031-0,154 мг/л (0,6-3,1 ПДК). При этом повторяемость концентраций, превышающих предельно допустимый уровень, составила 86%. Максимальное содержание нефтяных углеводородов отмечалось на станции 8d (поверхностный горизонт) и на станции 4d (придонный горизонт) на участке законсервированной зоны дампинга грунта. Следует отметить, что подобные концентрации отмечаются вблизи порта Северодвинск практически ежегодно, что обусловлено, главным образом, влиянием

сточных вод, включая ливневые (дренажные) стоки, судоходством и выносом в Двинский залив загрязненных речных вод.

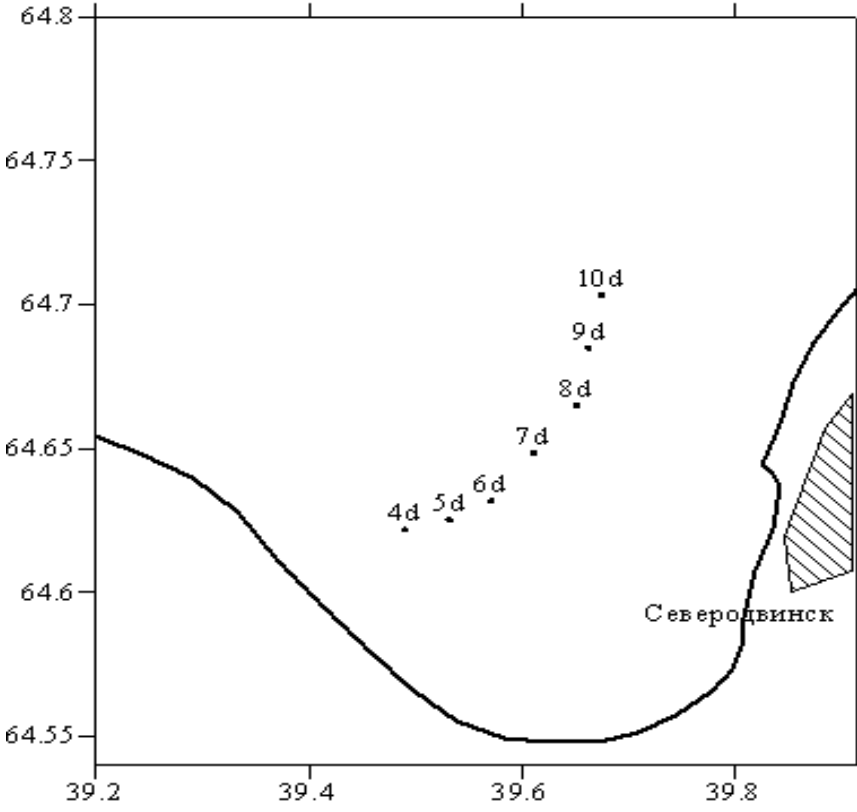


Рис. 1. Расположение станций наблюдений в юго-западной части Двинского залива в 2009 году

Анализ связи содержания нефтяных углеводородов с соленостью показывает, что с увеличением солености морских вод (со снижением влияния речного стока) уменьшается вероятность появления повышенных концентраций нефтяных углеводородов (рис. 2).Для фитопланктона связь биомассы с загрязнением воды имеет очень низкий коэффициент корреляции, что формально указывает на отсутствие влияния сверхнормативных концентраций нефтяных углеводородов на вегетацию микроводорослей. Однако, более внимательный анализ поля корреляционных точек позволяет предположить о наличии "скрытой" связи между биомассой микроводорослей и углеводородным загрязнением

морской воды. Действительно, при выделении концентраций дифференцировано для поверхностного и придонных горизонтов подобная связь была обнаружена для первого из них (рис. 3). Для нее коэффициент корреляции достигал значения -0,44, тогда как для придонного горизонта он составил всего 0,082.

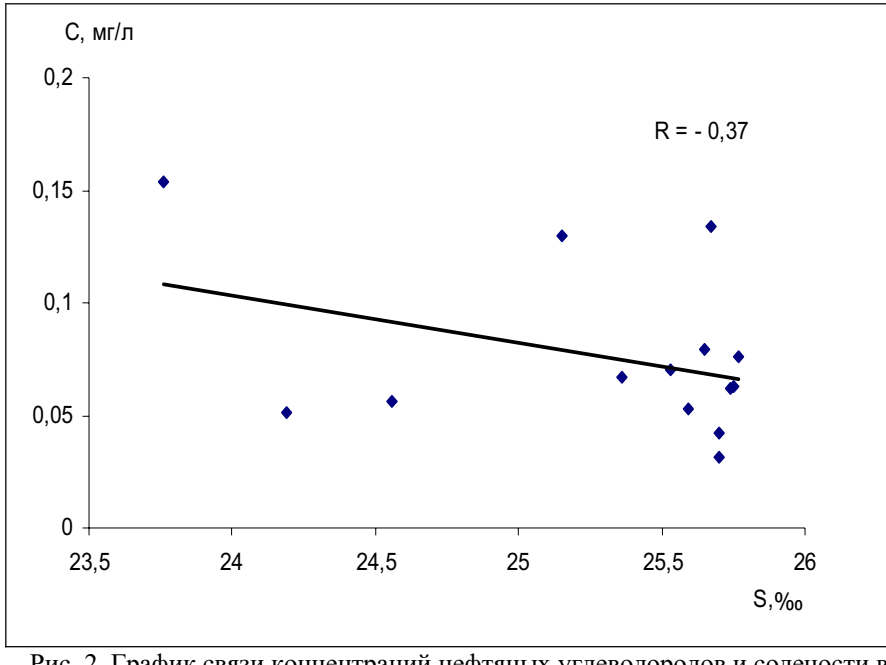


Рис. 2. График связи концентраций нефтяных углеводородов и солености в юго-западной части Двинского залива в сентябре 2009 года

Данное явление можно объяснить следующим образом. В придонном горизонте сверхнормативные концентрации нефтяных углеводородов формируются преимущественно за счет поступления нефтепродуктов из донных отложений при их взмучивании. Необходимо заметить, что съемка рассматриваемого района Двинского залива велась после прохождения шторма. Повышенное загрязнение донных отложений исследуемого района, в свою очередь, связано с наличием поблизости порта Северодвинск и зон грунтоотвала.

Среди нефтяных углеводородов, формирующих вторичное загрязнение морских вод, преобладают соединения, прошедшие определенную физико-химическую и биологическую деградацию. В частности, в Двинском заливе зарегистрировано возрастание на сильнозагрязненных нефтепродуктами грунтах биомассы и численности полихет при явном угнетении других

видов донных беспозвоночных. Вышеуказанные процессы, включая переработкузагрязненного грунта полихетами, сопровождаются значительным снижением токсических свойств нефтепродуктов [2]. При этом лимитирующий предел концентраций нефтяных углеводородов (0,05 мг/л) сдвигается в сторону повышения, и величины в диапазоне 1-3 ПДК, по всей видимости, не оказывают какого-либо заметного негативного воздействия на фитопланктонное сообщество.

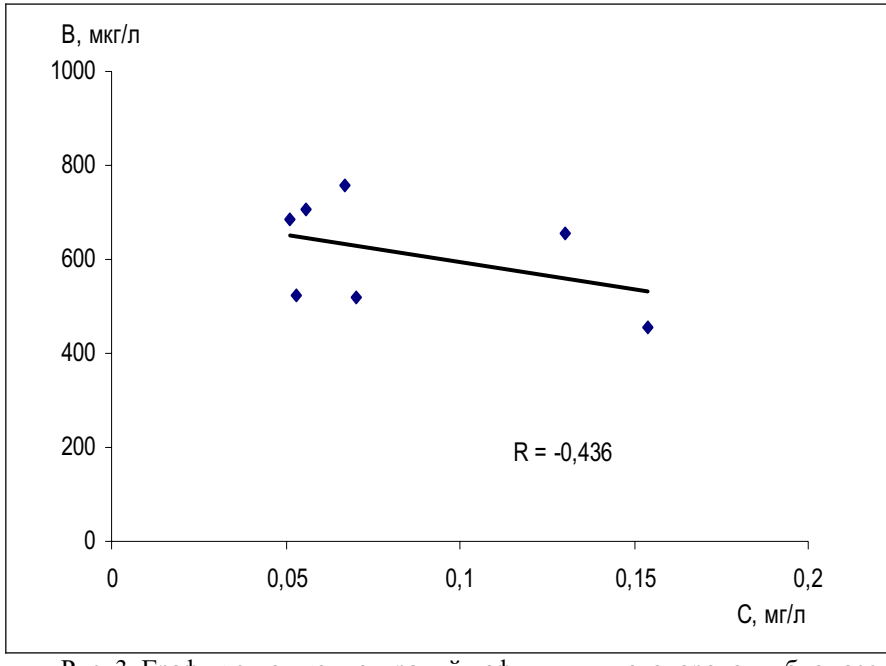


Рис. 3. График связи концентраций нефтяных углеводородов и биомассы фитопланктона на поверхностном горизонте в юго-западной части Двинского залива в сентябре 2009 года

Фиксация подобного влияния на поверхностном горизонте позволяетпредположить, что источник сверхнормативных концентраций нефтяных углеводородов, в отличие от придонного слоя, имеет другое происхождение. Быстрее всего это пятно "свежезагрязненной" воды, попавшей в район исследований от порта Северодвинск или от судоходного канала. В пользу этого предположения, в частности, указывает наличие максимальной концентрации нефтяных углеводородов на станции 8d. Ранее проводившиеся исследования также подтверждают факт, что уровень нефтяного загрязнения юго-западной части Двинского залива, в основном, определяют воды, поступающие с акватории порта Северодвинск и из

Никольского рукава дельты Северной Двины. Полученные данные позволяют объяснить отсутствие негативного воздействия нефтепродуктов на фитопланктон Печорского лета в районе поселка Варандей при появлении пятна сильно загрязненных вод в августе 2006 года. Здесь были зафиксированы концентрации нефтяных углеводородов на уровне 3-8 ПДК [3]. Их возникновение можно объяснить взмучиванием загрязненных донных отложений на мелководье около нефтяного терминала при прохождении очень сильного шторма. При этом каких-либо аномалий в характеристиках фитопланктонного сообщества в 2006 году и в последующие годы здесь не отмечалось. Отсутствие негативного влияния высокого нефтяного загрязнения на состояние микроводорослей можно, как это было указано выше, связать с потерей токсических свойств нефтяных углеводородов, перешедших в водную среду из донных отложений. Разумеется, рассмотренный эффект относится к нефти и нефтепродуктам, которые попали в морской грунт несколько лет назад. Для вторичного загрязнения морских вод при взмучивании "свежезагрязненных" донных отложений экологическая ситуация, очевидно, будет иметь другой, более негативный характер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Самохина Л.А., Мискевич И.В. О рыбохозяйственном нормировании содержания нефтяных углеводородов в донных отложениях Северных морей Российской Федерации // Рыбное хозяйство. 2009. № 3. С. 74–76.
2. Нельсон-Смит. Нефть и экология моря. М.: Прогресс, 1977. 302 с.
3. Чугайнова В.А. Содержание нефтеуглеводородов в прибрежных районах Баренцева моря //Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной Международному Полярному году (2007-2008 гг.), Архангельск, 16-17 декабря 2008 года. Архангельск: Изд-во Кира, 2008. С. 198-204.

It is assessed the impact of above permitted standard petroleum hydrocarbons pollution of the waters from the White and Pechora seas on the biomass of phytoplankton. It is shown that concentration at level 1-3 of maximum permissible (MPC), which occur due to resuspension of contaminated sediments, does not negative influence on vegetation of microalgae. However, it is noted for similar concentration of petroleum hydrocarbons in a spot of recently contaminated seawater.

Неверова Н.В., Лебедев А.А.
(Институт экологических проблем Севера Уральского отделения РАН, Архангельск, Nevnata@yandex.ru)

Оценка загрязнения реки Северной Двины общими нефтепродуктами по коэффициенту донной аккумуляции

Neverova N.V., Lebedev A.A.
(Institute of Ecological Problems in the North, Ural Branch RAS, Arkhangelsk)

Assessment of pollution of the Northern Dvina River ин common petroleum products at a rate of bottom accumulation

В решении практически любых проблем оценки экологического состояния водных объектов, нефтяным компонентам принадлежит огромная роль. Это связано с их повсеместным распространением, высокой токсичностью, техногенным и биогенным автохтонным и аллохтонным происхождением, активным участием в протекающих в водных объектах физических, химических, биохимических процессах, взаимодействием с биотой (биоаккумуляция, микробиальная деградация, метаболизм) и т.д. [1] Характерной особенностью большинства нерастворимых органических веществ, поступающих в водные объекты, является способность их аккумулироваться в донных отложениях. Как правило, накопление загрязняющих веществ происходит в донных отложениях и биоте. Загрязненные донные являются источником передачи нефтепродуктов и др. загрязняющих веществ по трофической цепи. Концентрация веществ в каждом последующем звене цепи могут возрастать в 10 и более раз. Как показали исследования ряда авторов [1, 2] химический состав органических загрязняющих веществ более наглядно по сравнению с водными массами характеризует их экологическое состояние.

Данными для этой статьи послужили пробы донных отложений (ДО) и придонного слоя воды отобранные в ходе экспедиционных исследований 2010-2011 гг, для определения в них содержания общих нефтепродуктов. Схема отбора проб приведена на рисунке 1.

В качестве фонового (ст. 1) выбран участок реки Вага, являющейся притоком Северной Двины и находящийся в месте неподверженном антропогенному влиянию.

Ст. 2 – расположена рядом с деревней Косково, в 52 км. по течению реки, выше Архангельска

Ст. 3 – расположена рядом с деревней Бабонегово, в 25 км. по течению реки, выше Архангельска

ст. 4 – в районе автомобильного моста, в черте г. Архангельска

ст. 5 – на реке Цигломинке, протоке Северной Двины, в пригородном районе

ст. 6 – вход в Никольский рукав, в черте города Архангельска

ст. 8 – правый берег в районе яхт-клуба, в черте г. Архангельска

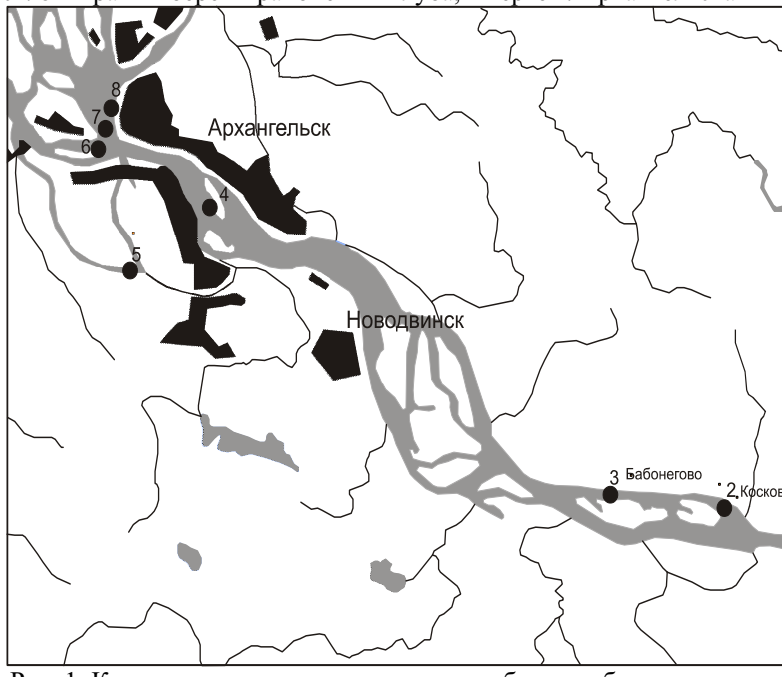


Рис. 1. Карта-схема расположения точек отбора проб воды и донных отложений

Общие нефтепродукты в донных отложениях и воде определялись по стандартным методикам ПНДФ 16.1:2.21-98 и ПНДФ 14.1:2:4.128-98, соответственно.

В пробах воды в период исследований содержание общих нефтепродуктов менялось от 0,045мг/дм^3 до 0,005 мг/дм^3, в пробах донных отложений от 10,13 мг/кг до 1,14 мг/кг (таб. 1)

Таблица 1. Коэффициент донной аккумуляции (КДА) и содержание НУ в донных отложениях и придонном слое воды

Точка отбора	Концентрации НУ в придонном слое, мг/дм^3	Концентрации НУ в донных отложениях, мг/кг	КДА
Т. 1	0,0048	1,14	237
Т. 2	0,0298	7,77	261
Т. 3	0,0207	7,73	373
Т. 4	0,0190	10,13	533
Т. 5	0,045	10,06	224
Т.6	0,025	13,8	552
Т.8	0,0399	27,6	692

Для оценки загрязненности различных участков Северной Двины нефтепродуктами мы использовали коэффициент донной аккумуляции (КДА) который рассчитывается по формуле

$КДА = С_{до}/ С_{вода}$

где $С_{до}$ – концентрация загрязняющего вещества в ДО, мг/кг; $С_{воды}$ – концентрация загрязняющего вещества в придонном слое воды, отобранной одновременно в этой же точке, мг/дм^3

По степени загрязненности по КДА исследуемые точки можно расположить следующим образом:

ст. 8 < ст. 6< ст. 4<ст. 3< ст. 2< ст. 1< ст. 5

Принято считать, что чем больше коэффициент КДА, тем более сильному антропогенному прессингу подвергается водный объект. В нашем случае максимальным значение КДА характеризуется ст. 8, расположенная на правом берегу Северной Двины, практически в центре города. Согласно [2], подобная величина коэффициента донной аккумуляции может характеризовать обстановку в водном объекте как относительно удовлетворительную, но в то же время ДО содержат некоторое количество веществ, имеющих антропогенное и природное происхождение одновременно (нефтяные и биогенные углеводороды).

Минимальным КДА характеризуется станция пять, расположенная в пригородной черте, но учитывая абсолютную концентрацию загрязняющих веществ близкую, на этой станции, к ПДК. Можно говорить о поступлении в водный объект свежего загрязнения [2].

На ст. 1, на реке Ваге, учитывая, одновременно, абсолютную концентрацию общих НП в воде и донных и величину КДА, воды можно считать чистыми, не подверженными антропогенному влиянию.

КДА на остальных станциях находился в пределах от 552 до 261, что может характеризовать воды Северной Двины, по содержанию общих нефтепродуктов, как слабо и умеренно загрязненные, что согласуется с данными других исследователей [3, 4].

Таким образом, коэффициент донной аккумуляции является достаточно информативным показателем загрязнения водных объектов нефтепродуктами только при одновременном анализе абсолютного содержания загрязняющего вещества в воде и донных отложениях (с учетом существующих нормативов – ПДК)

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ р_север_а (№ 11-05-98804).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никаноров А.М., Страдомская А.Г. Проблемы нефтяного загрязнения пресноводных экосистем. Ростов-на-Дону.: НОК, 2008. 222 с.
2. Никаноров А.М., Страдомская А.Г. Хроническое загрязнение пресноводных объектов по данным о накопление пестицидов, нефтепродуктов, и других токсичных веществ в донных отложениях //

Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 3. С. 337-344.
3. Мосеева Д.П., Троянская А.Ф., Богданович Л.М. и др. Углеводороды в донных отложениях дельты Северной Двины // Экологические проблемы европейского Севера. Екатеринбург: Из-во УрО РАН, 1996. С. 130-147.
1. Немировская И.А. Углеводороды донных осадков эстуария Северной Двины // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 6. С. 737-744.

The results of studies on the pollution of the Northern Dvina oil at a rate of accumulation of the bottom.

Established that the coefficient of bottom accumulation is quite informative indicator of water pollution with oil products only when the simultaneous analysis of the absolute content of the pollutant in water and sediments

Никифоров С.Л.[1], Кошель С.М.[2], Фроль В.В.[2]
([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва;
[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, vladfroll@mail.ru)

Цифровая модель рельефа дна Белого моря

Nikiforov S.L.[1], Koshel S.M.[2], Froll V.V.[2]
([1]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; [2]Lomonosov Moscow State University, Geographical Department)

Seabed digital model of the White Sea

Одним из главных направлений морской деятельности России на длительную перспективу является освоение ресурсов Мирового океана и разработка новых технических средств и передовых технологий для изучения геолого-геоморфологических, гидроакустических, гидрографических характеристик морского дна, и в первую очередь шельфовой зоны российской Арктики, включая ее внутренние моря.

Создание геоакустических баз данных и геоакустических моделей морского дна является актуальным направлением прикладной гидроакустики, морской геологии, геоморфологии, акустики, картографии, палеогеографии, геоэкологии и других отраслей знаний. Базы данных по характеристикам морского дна необходимы для целого ряда других направлений исследований, в частности: при проведении мониторинга и определения возможного изменения рельефа и структуры морского дна в условиях нарастающего антропогенного пресса и промышленной деятельности, включая разработку и эксплуатацию углеводородных месторождений; при планировании и организации морской деятельности и последующей эксплуатации флота в условиях возможного увеличения сроков навигации в Арктике, а также производственно-технологическими разработками по созданию гидрофизических средств, в том числе двойного назначения; развития оперативной океанологии; организации учета и хранения данных, полученных при океанографическом мониторинге о состоянии гидросферы и морской среды, в интересах гидрографии и навигации.

Общая геоакустическая модель морского дна основана на формировании многослойной оболочки геоинформационной системы (ГИС), где рельеф представлен важнейшим самостоятельным слоем. Многослойность оболочки определяется тем, что отдельные компоненты геоакустической модели морского дна (рельеф, поверхностные осадки, карты изопахит, отражающих строение верхней осадочной толщи и т.п.) представлены рядом поверхностей или “послойных файлов”, а их интегрирование в одну модель осуществляется при помощи программных средств ГИС-оболочки (например, пакета ArcGIS). Каждый слой представлен массивом пространственно-координированных данных различного объема, что определяется, главным образом, величиной изученности того или иного

объекта. Преимуществом многослойной оболочки является возможность формирования бесконечно большого количества слоев, характеризующих те или иные свойства морского дна. Ограничениями являются: рациональность и оптимизация действий при решении поставленных задач, здравый смысл и операционные мощности вычислительной техники. Создание общей (глобальной) геоакустической модели морского дна возможно исключительно на стыке наук и отраслей знаний. Основу составляют первичные параметры, характеризующие строение рельефа дна (гидрография и геоморфология), строение поверхностных осадков, осадочной толщи и их физические свойства (геология и геофизика), акустические свойства водной среды и морского дна (гидрофизика и геоакустика). Равномерной и детальной изученности рельефа для всего Мирового океана не стоит ожидать в ближайшем будущем, поэтому в условиях дефицита данных, необходимо использовать всю имеющуюся информацию о природных факторах. До настоящего времени при составлении цифровых карт рельефа дна не учитывалось его происхождение, структурная принадлежность, палеогеографические условия формирования и современные особенности развития, не привлекались имеющиеся геофизические, геологические, геоморфологические и др. данные, и не проводился в достаточном объеме их комплексный анализ. Кроме этого, как правило, производилась механическая интерполяция глубин по регулярной (или по нерегулярной) сетке отметок глубин. Однако рисунок изобат, построенный на формально-геометрическом принципе, не отображает действительной морфологии морского дна. Без понимания генетических особенностей картографируемых форм невозможно их объективное и обоснованное изображение, а механическая компьютерная обработка массива глубин не выявляет особенностей и, главное, генезиса рельефа.

Трансформация рельефа арктических морей значительно отличается от других районов Мирового океана, что связано со спецификой современных волновых и ледовых факторов, особенностями изменения уровня моря и характером развития оледенений в гляциальные периоды. Предлагаемые методы батиметрического картирования основаны на морфогенетическом (геоморфологическом) подходе и анализе взаимодействия процессов, определяющих происхождение и морфологическую выраженность рельефа. Анализ ведущих рельефообразующих процессов является основой не только для решения широкого круга фундаментальных, включая разработки сценариев возможного развития рельефа, но и прикладных задач.

Белое море является внутренним морем России и входит в систему арктических морей. Этот регион изучен недостаточно, только в последние годы в силу необходимости решения целого ряда народнохозяйственных и прикладных задач на акватории Белого моря были выполнены комплексные геофизические исследования с целью исследования структуры осадочного

чехла и рельефа фундамента дна моря, изучено геоморфологическое строение дна и берегов, распределение поверхностных отложений верхней осадочной толщи в связи с современной поверхностью рельефа дна и его отдельными формами. Однако составленные на основе этих исследований карты имеют довольно мелкий масштаб – не крупнее 1:750000, и недостаточно информативны для целей геолого-геоморфологического картирования. Дальнейшие исследования требуют создание более детальных батиметрических карт как основы для составления специальных карт и баз данных.

В рельефе шельфа заложена информация о геологическом строении, истории развития и современных морфолитодинамических процессах, при этом картирование рельефа должно строиться не на формальном принципе сопоставления глубин, а на научном понимании природных процессов, которые привели к его образованию. Ключом к такому пониманию является анализ ведущих рельефообразующих процессов и необходимым условием для создания цифровой модели являлась разработка концепции развития рельефа Белого моря. При разработке концепции за основу была взята классификация форм и типов рельефа арктического шельфа, которая была детализирована специально для Белого моря. В классификации одновременно учитывается сложное взаимодействие различных природных факторов, определяющих происхождение и морфологическую выраженность форм рельефа. Поэтому ее можно назвать «морфогенетической». В основу классификационных признаков положен генезис рельефа, который определяет морфологические особенности и другие производные признаки. Генезис рельефа, в свою очередь, неразрывно связан с теми или иными доминирующими рельефообразующими процессами (активными факторами рельефообразования). На основе анализа активных и пассивных факторов рельефообразования в классификации охарактеризован комплекс структурных и экзогенных форм рельефа арктического шельфа с учетом их специфических особенностей формирования и развития в полярной зоне. Используя данный подход, можно определить тренд (или направленность) изменения морфологии рельефа в будущем. При разработке классификации учтена возможность интеграции данных о рельефе шельфа в геоинформационную систему (ГИС). Использование данной классификации является необходимым условием для систематизации и расширения знания об изучаемом объекте, а также создания более полных, детальных и достоверных специализированных (геоморфологических и др.) карт и схем разного масштаба.

Основой для создания модели рельефа дна Белого моря являлись навигационные карты различных масштабов (1:100 000 и 1:200 000), где на каждой карте были дополнительно проведены изобаты через определенный шаг (сечение изобат определяется возможно полным отображением

имеющихся эндогенных и экзогенных форм рельефа). Далее производилось сканирование подготовленных карт, обработка растровых образов, векторизация, создание атрибутивных таблиц, трансформация векторных слоёв из проекции карты в географические координаты, редактирование, сбивка листов, корректировка геометрии и атрибутов. Таким образом, исходные данные для создания модели представляют собой изобаты с атрибутивными данными (глубина), включая береговую линию с глубиной 0, на всю акваторию Белого моря.

Следующий этап методики предполагает непосредственно создание на основе подготовленных данных сеточной цифровой модели рельефа. Здесь важно выбрать алгоритм, который позволит сохранить в модели все формы рельефа, выраженные в изобатах. В силу своей специфики традиционные методы интерполяции по данным в точках точкам не позволяют создать цифровую модель, точно и адекватно отражающую небольшие по размерам формы рельефа (например, образованные под влиянием экзогенных факторов). Это относится и к реализованному в модуле TOPOtoRASTER пакета ArcGIS алгоритму моделирования по изолиниям, который, несмотря на свою популярность, в конечном итоге опирается не на изолинии как линейные объекты, а на точки, расставленные вдоль изолиний с некоторым шагом. Особенно недостатки такого подхода заметны на рельефе с множеством мелких форм, образованных, например, экзогенными процессами.

Нами для создания модели применен алгоритм, который использует подход, основанный на быстром вычислении расстояний до двух ближайших изобат разного уровня (расстояния измеряются вдоль линий, не пересекающих изобаты), и последующей линейной интерполяции между уровнями этих изобат. Главной особенностью этого алгоритма является интерпретация изолиний как векторных линейных объектов, что позволяет корректно определять глубины на участках, ограниченных только изолинией одного уровня, исходя из значений на смежных участках, и соответственно достоверно строить модель в замкнутых повышениях и понижениях рельефа морского дна. Поскольку алгоритм опирается на топологическую структуру изолиний, то необходимо правильно подготовить исходные данные, а именно: оцифрованные изолинии не должны иметь разрывов, должны быть либо замкнутыми, либо начинаться и заканчиваться вне области моделирования. Указанный подход гарантирует полное совпадение исходных изобат с изобатами, построенными по цифровой модели. Небольшие отличия в геометрическом положении обусловлены только дискретным характером сеточной модели и не превышают долей размера ячейки сетки. Таким образом, в модели сохраняются все мелкие формы рельефа, выраженные в исходных изобатах на карте. Немаловажным параметром цифровой модели является шаг сетки (размер ячейки). Эксперименты с применением описанного алгоритма для

различных участков акватории Белого моря показали, что полное сохранение в модели формы имеющихся изобат, возможно при выборе шага сетки не более 100 м в проекции Меркатора с главной параллелью 66º (в географических координатах это соответствует шагу около 3 угловых секунд по широте и 8 секунд по долготе). Объем модели (матрицы четырехбайтовых чисел с плавающей точкой) на всю акваторию Белого моря, включая северную часть (т. н. «Горло»), при таком шаге сетки составляет около 120 Мб.

Построенная цифровая модель позволяет отображать рельеф дна в заданном масштабе, но с сохранением первоначальной степени детальности (в рассматриваемом случае Белого моря от 1:100 000 до 1:200 000), как для всего моря, так и для его отдельных частей без потери первичной информации. Возможность работы с разномасштабными изображениями рельефа дна позволяет более уверенно выделять и описывать как крупные морфоструктуры, так и отдельные формы рельефа. Существенную помощь в этом может оказать и отображение рельефа с использованием современных геоинформационных технологий картографирования (способ аналитической отмывки и т.д.), построение цифровых моделей производных показателей и создание карт на их основе. При любых геоморфологических построениях слабым местом обычно является недостаточное количество эхолотных профилей для детальной характеристики форм рельефа, а также трудоемкость их построения в ручном режиме. Цифровая модель позволяет строить профили рельефа дна с любой частотой и в любых направлениях, что позволяет описывать формы рельефа дна, даже самые мелкие, с максимальной степенью детальности.

Дальнейшим продолжением исследований в рамках данной тематики будет апробация модели в натурных условиях с целью определения ее достоверности (точности) в пределах различных участках шельфа Белого моря.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №09-05-00299 а).

The seabed digital model of the White Sea on the basis of the morphogenetic analysis of a relief, geoinformation technology and new methodical receptions is constructed. Such one’s allows to carry out construction of digital maps of any scale without loss of initial loading and information, various 3-dimensional images and animation to spend combination with other data, to make the comparative mathematical analysis etc. At model drawing up the relief origin, its structural accessory, paleographical conditions of formation and modern features of development on the basis of the complex analysis geomorphological, geological, geophysical, etc. given were considered.

Новичкова Е.А.[1], Полякова Е.И.[2]
([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, enovichkova@ocean.ru,
[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, ye.polyakova@mail.ru)

Новые данные по распределению водных палиноморф в Онежском заливе Белого моря

Novichkova Ye.A.[1], Polyakova Ye.I.[2]
([1]Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, [2]Moscow State University, Geographical faculty, Moscow)

Aquatic palinomorphs distribution in the Onega Bay of the White Sea. New data

В последние годы все большее внимание исследователей привлекает группа микрофоссилий, которая включает, в первую очередь, цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи, а также органическую часть скелета фораминифер и другие органические остатки водных микроорганизмов [1, 2]. Из водных объектов наиболее информативными для палеоокеанологических реконструкций являются цисты динофлагеллат (диноцисты), позволяющие реконструировать различные параметры водных масс [3, 4]. В качестве индикаторов речного стока и изменений его интенсивности используются пресноводные зеленые водоросли, а также их количественное соотношение с цистами динофлагеллат (CD-критерий) [1].

В основу данного сообщения положены материалы, собранные сотрудниками Лаборатории физико-геологических исследований в ходе экспедиций на Белое море в 2001-2007 гг. Основные исследования состава водных палиноморф в поверхностных осадках Белого моря описаны в статье Новичковой, Поляковой [5]. В данном сообщении приведен дополнительный анализ 14 проб поверхностных осадков, отобранных в Онежском заливе (см рис. 1). Лабораторная обработка проб для целей анализа палиноморф, проведенна по стандартной палинологической методике [6, 7, 8].

Онежский залив Белого моря имеет активную гидродинамику вод при минимальных для моря глубинах [9]. Это предопределяет, наряду с пониженной соленостью вод, развитие цист гетеротрофных эвригалинных видов динофлагеллат на фоне уменьшения содержания цист фотосинтезирующих видов динофлагеллат *O. centrocarpum, P. dalei* и *Spiniferites* spp., характерных также для районов Северной Атлантики [3]. Низкие значения AH-критерия отражают относительную изоляцию залива и незначительное влияние баренцевоморских вод. Данные CD-критерия маркируют сток реки Онеги во внутренней части залива.

Детальные исследования водных палиноморф в Онежском заливе выявили резкое увеличение численности пресноводных зеленых водорослей (до 12000 ед/г) в диапазоне солености 15─23 промилле. При последующем увеличении солености, концентрации водорослей резко уменьшаются (до 100 ед/г) и в составе водных палиноморф начинают преобладать цисты морских видов динофлагеллат (концентрации до 5000 цист/г; рис. 2). Значения CD-критерия (соотношения содержания зеленых водорослей по-отношению к диноцистам) также максимальны при небольших значениях поверхностной солености вод (до 20 промилле). AH-критерий (соотношение в составе диноцист автотрофных и гетеротрофных видов) возрастает на интервале солености 20─25 промилле до своих максимальных значений, показывая увеличение в открытой части залива доли фотосинтезирующих видов цист динофлагеллат (рис. 3).

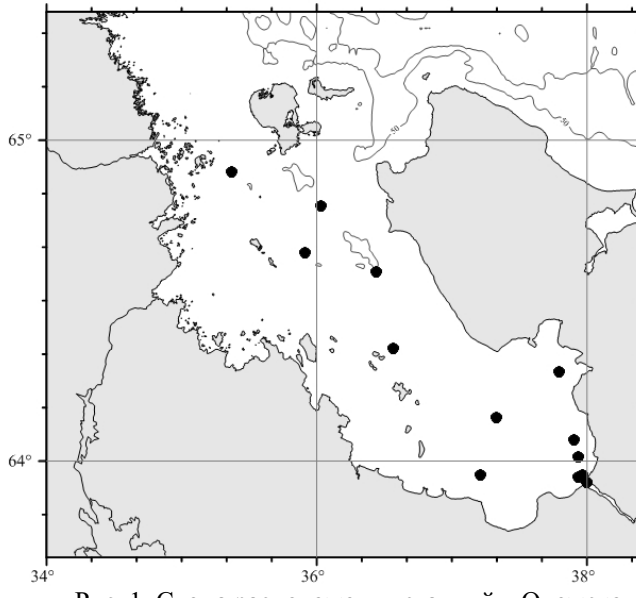


Рис. 1. Схема расположения станций в Онежском заливе

Таким образом, в Онежском заливе соблюдаются основные закономерности распределения состава водных палиноморф [1, 10]. В прибрежных районах, прилегающих к устью реки Онеги, доминируют пресноводные зеленые водоросли, вероятно, выносимые в море с речным стоком. В то время как в открытых частях залива преобладают цисты морских видов динофлагеллат. В их составе отмечены цисты эвригалинных гетеротрофных видов (*I. minutum* и др.), встречающихся ближе к устью в распресненных водах, и цисты фотосинтезирующих видов (*O. centrocarpum* и др.), преобладающие в открытой части залива.

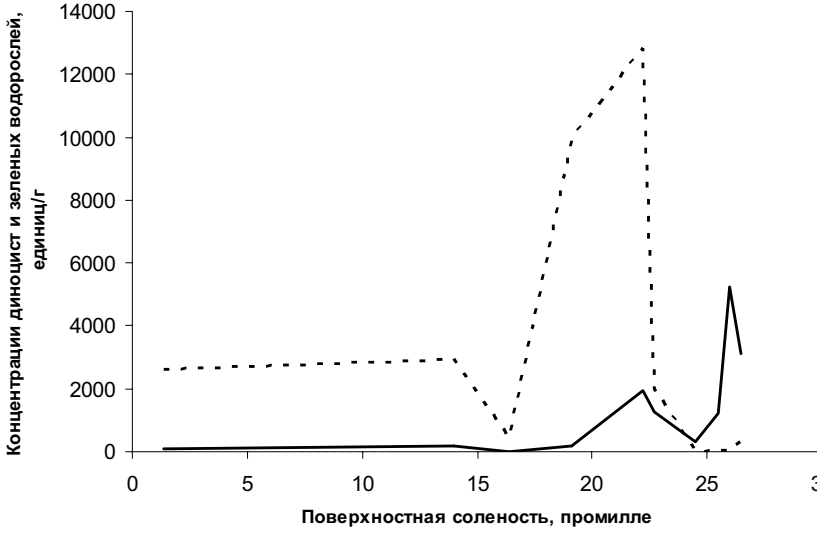


Рис. 2. Распределение концентаций диноцист и зеленых водорослей в Онежском заливе Белого моря по направлению суша─море

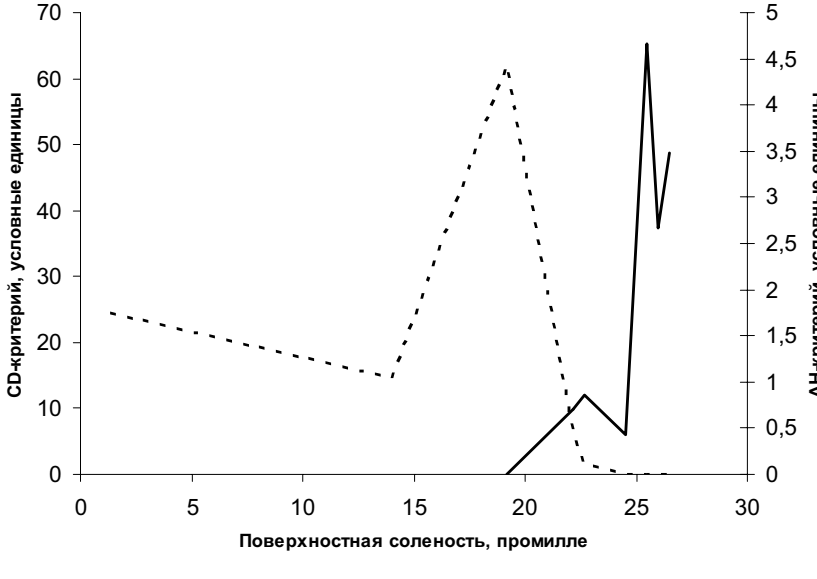


Рис. 3. Распределение CD и AH-критериев в Онежском заливе Белого моря по направлению суша─море

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Fresh water chlorophycean algae in Recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // International Journal of Earth Sciences. 2000. V. 89. P. 470–485.
2. Mudie P.J. Circum-Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation: Dallas, 1992. P. 347–390.
3. De Vernal A., Henry M., Matthiessen J. et al. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new n= 677 database and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // J. Quaternary Sci. 2001. V. 16. P. 681–698.
4. Mudie P.J., Harland R., Matthiessen J. et al. Marine dinoflagellate cysts and high latitude Quaternary paleoenvironmental reconstructions: an introduction // J. Quaternary Sci. 2001. V. 16. P. 595–602.
5. Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // Океанология. 2007. Т. 5. №47. Стр. 709–719.
6. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // Papers Geol. Univ. Queensland. 1984. Vol. 11. P. 1–23.
7. Matthiessen J. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in recent Norwegian–Greenland Sea sediments // Marine Micropaleontology, 1995. V. 24. P. 307–334.
8. Rochon A., de Vernal A., Turon J-L. et al. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent basins and quantitative reconstruction of sea-surface parameters // American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series, 1999. V. 35. P. 146.
9. Pantyulin A. N. Hydrological system of the White Sea // Oceanology. 2003. V. 43. Suppl. P. 1–14.
10. Kunz-Pirrung M. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions // J. Quaternary Science. 2001. V. 16. P. 637–649.

Aquatic palynomorph assemblages distribution in the Onega Bay of the White Sea is described in this work. Freshwater palynomorphs dominate in the inner part of the bay near the Onega river inflow. While marine dinocysts are abundant in the open parts of the White Sea.

Пантюлин А.Н.[1], Краснова Е.Д.[2]
(Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, [1]географический факультет, [2]биологический факультет, Москва, apantiulin@newmail.ru)

Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований

Pantiulin A.N.[1], Krasnova E.D.[2]
(Lomonosov Moscow State University, [1]Faculty of Geography, [2]Faculty of Biology, Moscow)

Separating basins of the White Sea: new field for interdisciplinary research

1. Берега и дно Кандалакшского залива Белого моря поднимаются со средней скоростью 0,5 см/год. Береговая линия залива отличается сильной изрезанностью, вдоль берегов расположено много островов, характерная особенность рельефа дна – чередование котловин и порогов. В этих условиях по всему побережью происходит постепенное обособление и отделение от моря небольших водоемов. Их общее количество оценивается от одной до нескольких сотен. Объединяющая водоемы гидрологическая особенность – слабый постоянный пресный сток.

2. Несколько таких водоемов, расположенных в окрестностях Беломорской биологической станции МГУ изучаются уже более 10 лет [1, 2]. Среди них оказались объекты, находящиеся в разных стадиях отделения, что позволило провести их сравнительный анализ и выявить основные особенности гидрологической эволюции. Все водоемы имеют близкие морфометрические характеристики: горизонтальные размеры 100–200 м, около половины площади с глубинами до 1 м, локальную котловину глубиной 4–8 м, глубину порога менее 1 м. Предварительно выделяются три стадии отделения.

3. **Первая стадия** отделения сопровождается сохранением полусуточного ритма приливного водообмена водоема с морем. Но поднимающийся порог делает водообмен все более асимметричным. Продолжительность прилива сокращается, а продолжительность отлива увеличивается. Влияние моря уменьшается, но существенного сдвига в сторону опреснения водоема не происходит, вся пресная вода свободно стекает через порог. Определенные признаки обособленности, тем не менее, начинают проявляться. Поверхностный слой в водоеме летом имеет температуру на 1–3° выше, а соленость на 1–3 единицы ниже, чем в море. Вода, заполняющая котловину, получает свою соленость зимой в процессе осолонения при льдообразовании. Эта соленость устойчиво оказывается выше на 3–5 единиц солености поверхностных вод и почти не изменяется в течение лета. Сезонная трансформация температуры воды происходит по всей глубине до дна. Летом в водоеме образуются две зоны: аэробная и

анаэробная. Максимум содержания кислорода (150–200% насыщения) располагается в нижней части галоклина (2–3 м) или под ним. В придонном слое в разной степени, в зависимости от года и сезона, отмечается присутствие сероводорода. В структуре вод водоема проявляется влияние адвекции из моря в виде промежуточных квазиоднородных слоев.

4. **Вторая стадия** отделения связана с важным качественным изменением – прекращением регулярного водообмена между морем и водоемом. Порог перекрывает весь диапазон колебаний уровня моря и проникновения морских вод становятся эпизодическими при совпадении сизигийных приливов и нагонов. Водоем уже практически отделился от моря, но высота порога, при этом, не препятствует свободному стоку поверхностных вод, поэтому он не опресняется. Это состояние **водоема – изгоя,** отторгнутого морем, но не освоенного сушей. Продолжительность этой стадии эволюции оценивается, по крайней мере, в несколько десятилетий. Водоем начинает жить своей собственной, во многом независимой от главных водных стихий, жизнью, у него появляются своеобразные черты и поведение. Причем это касается всех свойств обособленного водного тела: физических, химических, биологических и других.

5. Одно из важнейших физических свойств водоема, обретенных в результате обособления, заключается в проявлении в нем **молекулярных механизмов обмена теплом и солями.** В тотально турбулентных морских водоемах процессы молекулярного обмена невозможно проследить. Но, когда водоем в равной степени оказывается защищенным порогом от морской турбулентности (приливных течений) и лесным поясом от ветровой турбулентности, то в нем начинают работать процессы молекулярного обмена. В отличие от турбулентности, которая одинаково переносит тепло и соли, молекулярный обмен теплом происходит примерно в сто раз интенсивнее, чем обмен солями. По этому признаку его нетрудно обнаружить. Наблюдения за сезонной изменчивостью вертикальной структуры вод в водоеме подтверждают это (Рис. 1). Хорошо видны большие различия в вертикальных распределениях температуры и солености, а, также, в их сезонном ходе. Волны тепла без затруднений распространяются от поверхности до дна водоема, а структура солености сохраняет двухслойное строение и сезонные изменения происходят в слоях раздельно. В поверхностном слое соленость, как правило, монотонно увеличивается от весны к осени. В нижнем слое в одни годы соленость была однородна и неизменна в течение теплого сезона, а в другие годы она уменьшалась на 0,5–1,0 единицу, сохраняя вертикальную однородность. Это факт (хотя повторялся неоднократно) требует дальнейшей проверки, но у него есть только одно рациональное объяснение. Такое может быть при поступлении пресных или соленых вод через дно водоема и их смешении с водами нижнего слоя.

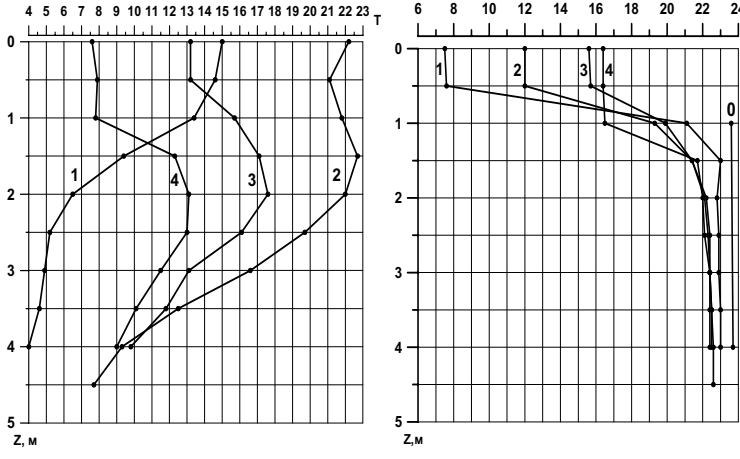


Рис. 1. Вертикальные распределения температуры и солености в Кисло-сладком озере в 2010 г. 1 – 04.06.2010; 2 – 28.07.2010; 3 – 20.08.2010; 4 – 30.09.2010; 0 – 01.02.2010

6. Многолетние наблюдения изменений солености в котловине Кисло-сладкого озера выявили очень большую ее изменчивость (Рис. 2). Диапазон колебаний, от 21,5 до 30 единиц солености, кажется неожиданным. Особенно три года, когда соленость была выше 28 единиц, то есть превышала зимнюю соленость в море. Это результат действия процесса осолонения при льдообразовании, который срабатывает не всегда. Эффект максимален при холодном и малоснежном начале зимы, но может вообще не проявляться, если начало зимы сопровождается выпадением снега. Обновление вод котловины происходит каждый год двумя процессами, зимней вертикальной конвекцией и адвекцией вод через дно. Последний феномен наблюдался только один раз, в феврале 2009 года. Подземный приток вод возможен не только зимой, но в другое время. Вообще подводные родники в данном районе моря довольно распространенное явление. Они имеют разное время жизни, то исчезают, то спустя несколько лет возникают вновь, нередко на том же месте.

7. **Третья стадия** отделения соответствует еще более высокому положению порога, когда морская вода уже не может проникнуть в бассейн, а на поверхности начинает накапливаться пресная вода. В результате в водоеме образуется двухслойная структура, состоящая из пресного слоя толщиной 1–2 м и подстилающего соленого слоя. Пример такого водоема оказался в исследуемой группе (Рис.3). Наблюдения в течение трех лет показали, что вертикальная структура солености в водоеме оказалась неизменной, а сезонные колебания температуры распространялись только до 5 м. Таким образом, данный водоем можно отнести к категории

меромиктических. Пресный слой содержит кислород, с середины пикноклина вода насыщена сероводородом. У озера обнаружилась еще одна особенность, за что оно получило название трехцветное. Пресный слой окрашен гуминовыми соединениями, на его нижней границе (около 2,5 м) залегает слой толщиной около 30 см, окрашенный в яркий зеленый цвет. Далее, в сероводородном слое вода становится желтой и мутной. Несомненно, отличный объект для микробиологов.

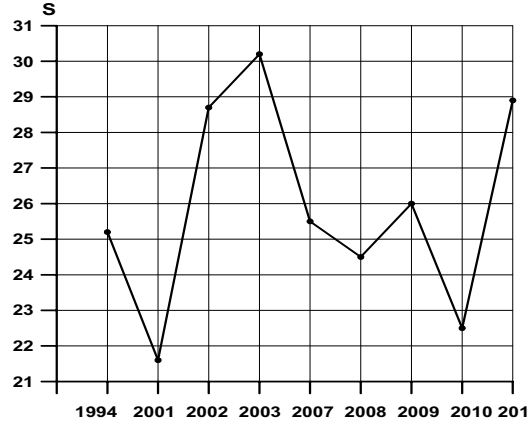


Рис. 2. Межгодовая изменчивость солености в котловине Кисло-сладкого озера.

8. За последние два года были обследованы еще более 15 отделяющихся водоемов в других районах Кандалакшского залива. Определенно можно сказать, что описанный сценарий эволюции оделяющихся водоемов далеко не единственный. Меромиктический финал возможен при глубинах более 5–6 м. При меньшей глубине водоем может превратиться в пресное озеро со следами осолонения придонной воды в ямках. Если же глубина водоема порядка 1 м, то наиболее вероятно вырождение его в марш.

9. Отделяющиеся водоемы - исключительно интересные, новые объекты исследований для самых разных дисциплин, требующие их обязательного взаимодействия. Они компактны, доступны, разнообразны и, что немаловажно, малобюджетны по затратам на полевые работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Пантюлин А.Н. Гидрологические и экологические особенности Белого моря // Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы. М.: Городец, 2004. С. 265–281.

2. Шапоренко С.И., Корнеева Г.А., Пантюлин А.Н., Перцова Н.М. Особенности экосистем отшнуровывающихся водоемов Кандалакшского залива Белого моря // Водные ресурсы. 2005. Т. 32. № 5. С. 517–532.

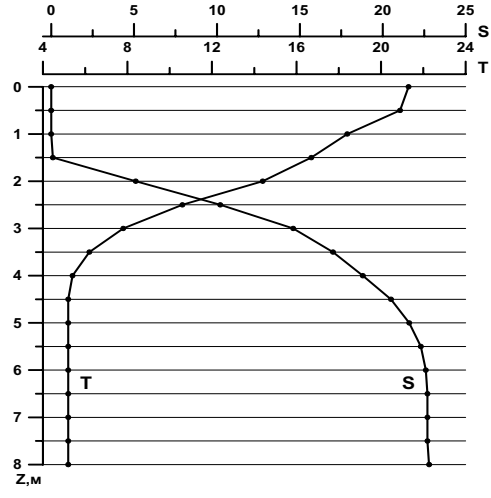


Рис. 3. Термохалинная структура вод Трехцветного озера, 26.07.2011г.

Separating basins of the Kandalaksha Bay, White Sea were studied during ten years. Three stages of evolution of the basins were defined. The new state of basin, named as “derelict water body” was found.

Радченко И.Г.[1], Ильяш Л.В.[1], Шевченко В.П.[2]
([1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, IraRadchenko@yandex.ru; [2]Институт океанологии им. П.П. Варшова РАН, Москва)

Летний фитопланктон эстуария реки Кемь (Онежский залив Белого моря)

Radchenko I.G.[1], Ilyash L.V.[1], Shevchenko V.P.[2]
([1]Moscow State University; [2]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Summer phytoplankton of the Kem' River estuary (Onega Bay, White Sea)

В эстуарии реки Кемь и прилегающих районах Онежского залива в начале июля 2001 г. и в конце августа 2002 г. были проведены исследования по проекту "Система Белого моря" (руководитель – акад. А.П. Лисицын) и проекту по изучению природных процессов в районах приливных побережий Белого моря (руководители – чл.-корр. РАН Ю.С. Долотов и чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов), включавшие и изучение фитопланктона [1, 2]. Настоящее исследование является продолжением работ по этим проектам.

Материалом для работы послужили пробы фитопланктона, отобранные в рейсе НИС "Эколог" 25–27 июня 2008 г. на пяти станциях в эстуарии реки Кемь (рисунок, табл. 1). Помимо этого в Онежском заливе были выполнены ст. 18 (в прилегающем к эстуарию районе, 64°58.21′ с.ш., 35°10.07′ в.д.) и ст. 17 (у Соловецких островов, 65°01.05′ с.ш., 35°35.58′ в.д.). Соленость и температуру определяли мультипараметрическим зондом CTD90M Sea&Sun Technology (Германия). Пробы воды (объем 0,45–3,7 л) концентрировали методом обратной фильтрации (диаметр пор 2 мкм) и фиксировали раствором Люголя. Фитопланктон просчитывали под микроскопом в камере типа Нажотта. Объемы клеток определяли методом геометрического подобия [3] с последующим переводом в единицы углерода по аллометрическим зависимостям [4]. Для анализа сходства сообществ фитопланктона использовали пакет анализа экологических данных PRIMERVersion 5.2.4. [5]. В качестве характеристики структуры фитопланктона рассматривали значения биомассы популяций водорослей. Сходство оценивали с помощью индекса Брея-Кёртиса. Затем проводили ординацию сообществ методом многомерного шкалирования (MDS). Характерные виды, обусловливающие высокое сходство внутри каждой группы проб и отличие групп друг от друга, выделяли с помощью процедуры SIMPER [5]. При дальнейшем изложении принимали, согласно характеристике [1], деление акватории на следующие зоны: приустьевая зона (станции 34, 33, 35), переходная зона (станции 19 и 20) и морская зона (ст. 18). Станция 17 у Соловецких островов рассматривалась как пример акватории залива, не подверженной влиянию стока реки Кемь.

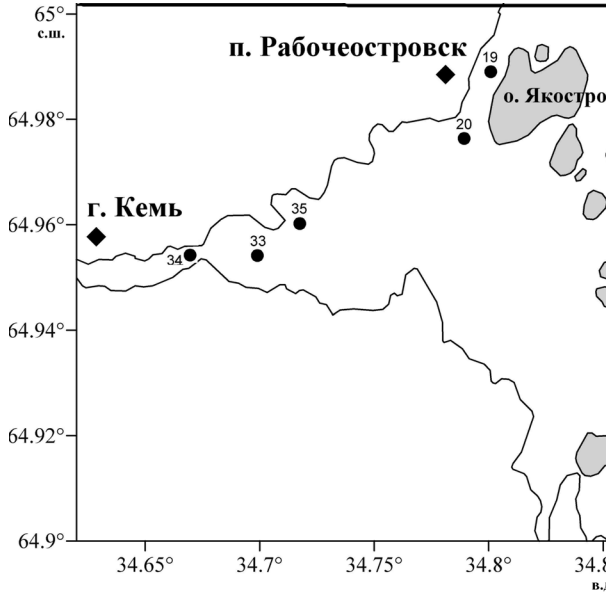


Рис. Схема расположения станций в эстуарии реки Кемь

В приустьевой зоне соленость соответствовала рангу олигогалинных вод. В переходной зоне (ст. 20) во время прилива в поверхностном слое соленость значительно возрастала, а температура снижалась. В придонном слое колебания солености и температуры были не столь выражены.

Таблица 1. Глубина на станциях отбора проб, значения солености (S) и температуры (T). М.в. – малая вода, п.в. – полная вода.

Станция/горизонт/фаза прилива	Зоны	Глубина	S, psu	T, ºC
34/0 м	Приустьевая	2	0,01	14,9
33/0 м		2	0,01	15,0
35/0 м		1,5	0,06	15,3
20/0 м/м.в.	Переходная	4,5	3,4	13,5
20/4 м/м.в.		4,5	18,0	7,24
20/0 м/п.в.		5	23,7	6,7
20/4 м/п.в.		5	24,0	6,1
19/0 м/м.в.		12	2,4	14,4
18/0 м	Морская	23	25,3	6,4
17/0 м	Вне влияния речного стока	9	26,8	6,7

В фитопланктоне исследованного района найдено 127 видов и вариететов водорослей, из них диатомовые – 70 видов, динофлагелляты –

20, зеленые – 12, цианобактерии – 8, золотистые – 3, харовые – 3, примнезиофитовые – 3, синурофициевые – 2, эвгленовые – 2, желтозеленые – 2, криптофитовые – 1 вид. Кроме того, обнаружены 24 формы автотрофных жгутиковых водорослей, которые не были идентифицированы. Зеленые, харовые, желтозеленые, синурофициевые, эвгленовые и цианобактерии были представлены только пресноводными формами, а диатомовые, динофлагелляты, золотистые как пресноводными, так и морскими формами. Пресноводные виды встречались во всех зонах, даже в морской (ст. 18, *Pseudoanabaena* sp. И *Monoraphidium contortum*). Морские водоросли также присутствовали во всех зонах, включая приустьевую с олигогалинными водами. В приустьевой зоне встречено 9 морских видов, таких как *Dinophysis norvegica*, *Skeletonema costatum, Thalassionema nitzschioides* и др. Аналогично, в начале июля 2001 г. морские водоросли также были встречены в приустьевой зоне [1, 2]. Число видов пресноводных водорослей снижалось от приустьевой зоны к морской, а число морских форм – увеличивалось.

Суммарные численность и биомасса фитопланктона и состав доминирующих видов варьируют по акватории эстуария (табл. 2). В приустьевой зоне по биомассе преобладали пресноводные формы, в морской – морские водоросли. От приустьевой к морской зоне биомасса пресноводных водорослей снижалась в большей степени, чем возрастала биомасса морских форм, поэтому наибольшая суммарная биомасса фитопланктона отмечена в приустьевой зоне, наименьшая – в морской. Биомасса фитопланктона в эстуарии была ниже таковой вне зоны влияния речных вод (у Соловецких островов).

Несколько иную картину отмечали в начале июля 2001 г., когда морские водоросли доминировали по биомассе во всех зонах, и наибольшая суммарная биомасса фитопланктона отмечалась в морской зоне [1, 2]. Суммарная биомасса фитопланктона в начале июля 2001 г. была существенно выше, чем в период наших исследований.

Следует отметить изменения обилия и структуры фитопланктона в переходной зоне во время приливного цикла. В конце отлива при малой воде биомасса и структура фитопланктона сходны с таковыми в приустьевой зоне. В конце прилива при большой воде биомасса снижается, а структура фитопланктона приобретает сходство со структурой фитоцена в морской зоне. Сходство структуры фитопланктона на станциях в приустьевой зоне, включая станции переходной зоны в конце отлива, составляло 37%. Характерным видом являлась пресноводная динофлагеллята *Peridiniopsis elpatiewskyi*. Сходство структуры фитопланктона переходной зоны в конце прилива и морской зоны составляло 36%. Характерными видами были морские водоросли *Rhizosolenia setigera* и *Thalassiosira nordenskioeldii*. Фитопланктон у Соловецких островов значительно отличался по структуре от

фитопланктона эстуария реки Кемь.

Таблица 2. Суммарные численность (*N*) и биомасса (*B*) фитопланктона, первые по обилию виды водорослей и их вклад (цифры в скобках, %) в суммарную численность и биомассу

Станция/ горизонт/ фаза прилива	***N***, млн. кл/м^3	Виды с наибольшим вкладом в ***N***	***B***, мг С/м^3	Виды с наибольшим вкладом в ***B***
34/0 м	66	*Monoraphidium contortum* (38), *Aulacoseira ambigua* (18)	6	*Peridiniopsis elpatiewskyi* (48), *A. ambigua* (15)
33/0 м	140	*Pseudoanabaena* sp. (22), *M. contortum* (20)	18	*Cryptomonas* sp. (37), *P. elpatiewskyi* (31)
35/0 м	124	*M. contortum* (37)	10	*P. elpatiewskyi* (45), *Mougeotia sp.* (12)
20/0 м/м.в.	36	*M. contortum* (52), *A. ambigua* (15)	10	*P. elpatiewskyi* (60), *Peridinium cinctum* (22)
20/4 м/м.в.	46	*M. contortum* (52)	9	*P. elpatiewskyi* (60)
20/0 м/п.в.	113	*Pseudoanabaena* sp. (72), *Skeletonema costatum* (13)	5	*Thalassiosira nordenskioeldii* (30), *Coscinodiscus* sp. (15)
20/4 м/п.в.	16	*S. costatum* (31), *M. contortum* (17)	5	*T. nordenskioeldii* (18), *Rhizosolenia setigera* (15)
19/0м/м.в.	14	*Coelosphaerium confertum* (73), *M.contortum* (15)	5	*P. elpatiewskyi* (66)
18/0 м	9	*S. costatum* (57), *T. nordenskioeldii* (15)	3	*R. setigera* (25), *T. nordenskioeldii* (24)
17/0 м	170	*S. costatum* (76), *T. nordenskioeldii* (20)	24	*T. nordenskioeldii* (76), *S. costatum* (10)

В начале июля 2001 г. во всех зонах эстуария основной вклад в суммарную биомассу фитопланктона давали мелкие жгутиковые водоросли [1, 2]. В период наших исследований вклад сборной группы «мелкие жгутиковые водоросли», включавшей криптофитовые, примнезиофитовые, синурофициевые и неидентифицированные автотрофные жгутиковые водоросли, составлял от 0.8% (морская зона) до 44 % (приустьевая зона, ст. 33).

Авторы признательны экипажу НИС “Эколог” за помощь в экспедиции, А.С. Филиппову за участие в отборе проб, Р.Э. Здоровеннову и А.В. Митрохову за предоставление данных по солености и температуре, академику А.П. Лисицыну, чл.-корр. РАН Ю.С. Долотову и чл.-корр. РАН Н.Н. Филатову за поддержку наших исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 21 и гранта РФФИ № 09-05-00658.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. Мониторинг приливо-отливных обстановок в эстуариях карельского побережья Белого моря // Водные ресурсы. 2005. Т. 32. № 6. С. 670–688.
2. Shevchenko V.P., Dolotov Y.S., Filatov N.N. et al. Biogeochemistry of the Kem’ River estuary, White Sea (Russia) // Hydrology and Earth System Sciences. 2005. V. 9. P. 57–66. .
3. Hillebrand H., Dürselen C.-D., Kirschtel D. et al. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae // J. Phycol. 1999. V. 35. P. 403–424.
4. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protest plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. № 3. P. 569–579.
5. Clarke K.R., Warwick R.M. Change in Marine Communities: An Approach to Statistical Analysis and Interpretation. 2nd edition: PRIMER-E. Plymouth: Plymouth Marine Laboratory, 2001. 172 p.

The species composition and abundance of phytoplankton were determined in the Kem’ River estuary and adjacent parts of Onega Bay (White Sea) in late June 2008. In the estuary the algae abundance came to $9 \cdot 10^6$ – $140 \cdot 10^6$ cells/m^3, and 3–18 mg C/m^3. Over inner part of the estuary freshwater algae (*Peridiniopsis elpatiewskyi, Aulacoseira ambigua, Mougeotia* sp.) dominated on biomass. In the marine zone marine algae (*Rhizosolenia setigera, Thalassiosira nordenskioeldii*) had the highest biomass values.

Ружникова Н.Н.
(Северо-западное отделение Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Архангельск, nina_zavernina@bk.ru)

Эколого-географическое районирование акватории Белого моря

Ruzhnikova N.N.
(North-Western Branch Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

Ecology-geografical zoning of the White Sea area of water

Расположенное на северной окраине европейской части России, Белое море принадлежит к морям Северного Ледовитого океана. Это единственное из арктических морей, почти целиком лежащее к югу от Полярного круга. Белое море представляет собой полузамкнутый водоем, граничащий с Баренцевым морем. До м. Канин Нос оно занимает площадь около 90000 км^2. Условно Белое море разделено на Горло, Воронку и Бассейн. Северная часть моря состоит из Воронки и Мезенского залива, южная часть включает в себя Бассейн, Двинской, Онежский и Кандалакшский заливы с многочисленными бухтами (губами) и островами. Заметная расчлененность акватории, значительной речной сток, большие перепады глубин, мощные приливные и нагонные колебания уровня, сильные течения, близость крупных источников антропогенного воздействия, следствием чего является большая пространственно-временная изменчивость природных условий Белого моря. Поэтому для решения целого ряда научных и прикладных задач необходимо проводить районирование акватории моря в соответствии с поставленной целью.

Целью данной работы является выделение факторов, определяющих экологическую ситуацию Белого моря при транспортировке нефти, проведение районирования акватории моря и определение участков наиболее подверженных негативному воздействию при антропогенной нагрузке.

Под районированием обычно понимают совокупность действий по выявлению территориальной (акваториальной) дифференциации географической оболочки Земли или ее участка. Результатом таких действий должна являться карта, схема и т.п. Таким образом, районирование, в том числе и экологическое, – это особый род научной систематизации таких предметов и явлений, которые образуют закономерные территориальные (акваториальные) сочетания и свойства которых зависят от их географического положения [6].

В последние годы существенно возрос объем перевозок нефти и нефтепродуктов по Белому морю. Общий объем транспортировки нефтяных углеводородов по акватории моря составляет 3…4 млн. тонн в год, и уже отмечались случаи загрязнения морской акватории, пересекаемой трассами,

сбрасываемыми с танкеров нефтесодержащих вод [5].

Рассмотрим задачу районирования, целью которого является определение степени опасности для Белого моря транспортировки нефтяных углеводородов по его акватории.

Для проведения районирования было выделено 27 факторов, объединенные в 6 групп: климатические, океанологические, гидрохимические, социально-экономический, экологические (Табл. 1) [2].

Таблица 1. Группы факторов

Группа	**Фактор**
1. Климатические	1.1. Термический режим
	1.2. Ветер
	1.3. Туман
	1.4. Опасные гидрометеорологические явления
2. Океанологические	2.1. Течения
	2.2. Ветровые волнения
	2.3. Приливы
	2.4. Фронтальные зоны
	2.5. Речной сток
	2.6. Лед
3. Гидрохимические	3.1. Соленость
	3.2. Потребление кислорода $БПК_5$
	3.3. Концентрация водородных ионов pH
	3.4. Конце4нтрация биогенов
	3.5. Кислород
4. Геологические	4.1 Взвеси
	4.2. Устойчивость берегов
	4.3. Рельеф дна
5. Социально-экономические	5.1. Население
	5.2. Транспорт
6. Экологические	6.1. Особо охраняемые природные территории
	6.2. Биопродуктивность
	6.3. Морские млекопитающие
	6.4. Рыбные запасы
	6.5. Загрязнение атмосферы
	6.6. Загрязнение воды
	6.7. Нефтяное загрязнение

При решении поставленной задачи была использована методология балльных классификаций, основанная на суммарной оценке баллов с учетом весовых коэффициентов факторов [4].

Сравнение факторов в экспертных системах производится на основании суммы баллов, в которых оцениваются значения параметров системы. Под

параметрами в данном случае понимаются факторы, влияющие на состояние акватории. Степень вклада каждого фактора определяется экспертным путем в виде соответствующих весовых коэффициентов при каждом факторе. Весовые коэффициенты используются при классификации природных объектов, где они позволяют более корректно учесть значимость показателей влияющих факторов, выраженных в баллах [1, 3].

Одним из распространенных и получивших наибольшую популярность методов расчета весовых коэффициентов является метод анализа иерархий (МАИ) [7]. В МАИ рассматриваются влияющие факторы, которые сравниваются попарно по отношению к их воздействию («весу») на общую для них характеристику. Это значительно легче, чем оценивать их все сразу или в пределах выделенных групп. Путем соответствующей обработки получаемых матрицы экспертных суждений находятся весовые коэффициенты.

Весовые коэффициенты влияющих факторов можно найти двумя путями: составить общую матрицу или же разбить ее на группы. Если разбить все факторы на группы, объединенные общим характером, то это будет являться одним из принципов нахождения оптимального решения [8].

При разбиении на группы весовые коэффициенты факторов находятся внутри групп, а сами группы рассматриваются как новые объекты, к которым вновь применим метод анализа иерархий. Расчет производится по формуле:

$$I_R = \sum_{1}^{R} k_j \sum_{i}^{n} k_{ij} p_{i,} \qquad (1)$$

где k_j – весовые коэффициенты групп факторов, k_{ij} – весовые коэффициенты внутри групп, $j = 1 \ldots R$ – количество групп, p_i – балльные оценки факторов.

В качестве исходных данных, для решения задачи были использованы:

- Лоции разных лет;
- Навигационные карты;
- Текстовые данные научных изданий, журналов и СМИ;
- Статистические данные.

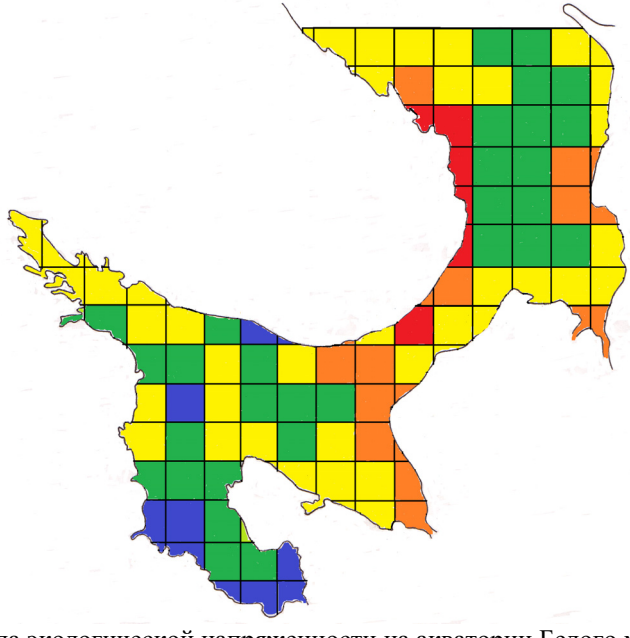
Вся акватория моря была разделена на 88 квадратов. Для каждого квадрата были рассчитаны баллы показателей факторов, умноженные на соответствующие весовые коэффициенты. Суммарные оценки для каждого квадрата нанесены на карту и представлены в виде цветной шкалы (Рис. 1).

В результате районирования акватории моря была построена карта экологической нагрузки на Белое море.

Из рисунка видно, что акватория наиболее подвержена воздействию в заливах и прибрежной зоне.

К очень высокой экологической напряженности относятся западные части Воронки и Горла. Основными негативными факторами, влияющими

на эту территорию моря являются: ветер, туманы, опасные метеорологические явления, течения, приливы, взвеси, устойчивость берегов и транспорт. Район данной напряженности занимает 6% от всей акватории моря.



Шкала экологической напряженности на акватории Белого моря:

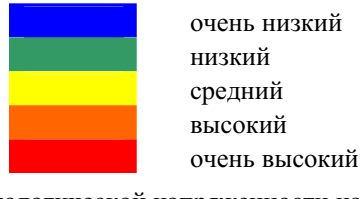


Рис. 1. Карта экологической напряженности на акватории Белого моря

К влиянию высокой напряженности относятся Двинской и Мезенский заливы. На Мезенский залив влияют факторы: температура воздуха, туманы, приливы, лед, кислород, устойчивость берегов и рыбные запасы. На Двинской залив – температура воздуха, фронтальные зоны, речной сток, биохимическое потребление кислорода, концентрация биогенов, млекопитающие, загрязнение атмосферы, воды и нефтяное загрязнение. Район этой напряженности составляет 16% от всей площади моря.

К средней напряженности относятся север Воронки, восточная часть Горла, западная часть Двинского залива, Кандалакшский залив, прибрежная часть Мезенского залива. Она составляет 40 % от всей акватории.

Таким образом, при анализе распределения суммарных балльных оценок по акватории моря обращает на себя внимание одно обстоятельство: в вершинах Двинского и Мезенского заливов, Горле и западной части Воронки наблюдается увеличение суммы баллов, т.е. условия становятся менее благоприятными по отношению к остальной территории моря. Причинами такого увеличения, главным образом, являются транспортные пути, устойчивость берегов, течения, приливы и речной сток.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Губайдуллин М.Г., Коробов В.Б. Экспертная интегральная оценка экологического состояния геологической среды // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2005. № 3. С. 244-252.
2. Завернина Н.Н., Коробов В.Б. Факторы, влияющие на экологическую ситуацию Белого моря // Вестник Архангельского государственного технического университета. Серия «Прикладная геоэкология». 2007. Вып. 70. С. 27-37.
3. Коробов В.Б. Географическое обоснование создания транспортной инфраструктуры Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Известия РАН. Серия географическая, 2006. № 4. С. 87-98.
4. Коробов В.Б. Экспертные методы в географии и геоэкологии: монография Архангельск: Поморский университет, 2008. 236 с.
5. Коробов В.Б., Завернина Н.Н. Экологические условия транспортировки нефтепродуктов на акватории Белого моря // Вестник Архангельского государственного технического университета. Серия «Прикладная геоэкология». 2009. Вып. 79.
6. Новиков М.А. Эколого-рыбохозяйственное картографирование акваторий Баренцева и Белого морей: теоретические основы и методические подходы. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2002. 91 с.
7. Саати Т., Кернс К. Аналитическое планирование. М.: Радио и связь, 1991, 224 с.
8. Тутыгин А.Г., Юфряков А.В., Коробов В.Б. Метод анализа иерархий в задачах эколого-экономического обоснования проектных решений // Управление, лидерство, менеджмент: история, теория, практика. Вып. 2. Сб. статей / Отв. ред. Е.В. Кудряшова. Архангельск, Издательство Поморского государственного университета, 2001. С. 95-102.

There are some sorted out factors, that determine the situation in the White Sea. Area of water zoning shows that the sea is exposed to environmental risk of oil hydrocarbon by oil and petrochemical products transportation. Zoning results shows that mouth of the Dvina and Mezen rivers, the Gorlo and the western part of Voronky are more exposed to negative influence.

Рыбалко А.Е.[1], Семенова Л.Р.[2], Журавлев В.А.[3], Шевченко В.П.[4], Никонов К.А.[1]
([1]ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, rybalko@sevmorgeo.com,
[2]ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, [3]ОАО МАГЭ, Мурманск,
[4]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

Четвертичные отложения Белого моря

Rybalko A.E.[1], Semenova L.R.[2], Zhuravlev V.A.[3], Shevchenko V.P.[4], Nikonov K.A.[1]
([1]State company "Sevmorgeo", St-Petersburg, [2]VSEGEI, St-Petersburg,
[3]JSC MAGE, Murmansk, [4]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Quaternary deposits of the White Sea

В последние годы в Белом море вновь проводились крупные комплексные геологические исследования. В 2010 году закончилось составление комплекта геологических листов Q-36(38) масштаба 1:1000000, в состав которых входила и карта четвертичных отложений, включая акваториальную часть. Близок к завершению почти десятилетний цикл исследований осадочного покрова Белого моря под руководством акад. А.П. Лисицина (ИО РАН). Материалы этих исследований и положены нами в основание настоящего доклада.

Наиболее важные и новые данные были получены при интерпретации данных сейсмоакустического (МАГЭ) и высокочастотного акустического профилирований (Севморгео). В результате их обработки, с использованием старых материалов ВСЕГЕИ и Новодвинской экспедиции, было установлено, что четвертичные отложения покрывают дно Белого моря практически сплошным чехлом, выклиниваясь только на отдельных структурных поднятиях. Мощность четвертичного покрова в пределах акватории испытывает резкие колебания от 0 до 100-200 метров, составляя в среднем 30 – 40 м.

Наиболее древними и подтвержденными по данным бурения в Горле Белого моря являются морские отложения микулинского межледниковья (mIIImk). Они несогласно залегают на эродированной поверхности палеозойских пород, перекрывая неровности подстилающего рельефа. Внутренняя структура комплекса на сейсмозаписи - слоистая, иногда прерывисто-слоистая. Представлены песчаными и песчано-глинистыми отложениями, вскрытыми буровой скважиной, вблизи устья реки Верхняя Золотица, где вскрыта 10-метровой толща глинистых песков с многочисленным раковинным детритом. Возраст песков по данным термолюминесцентного анализа составляет от 110 до 160 тыс. лет [1].

По данным сейсмоакустического профилирования впервые удалось расчленить единый комплекс ледниковых отложений. Корни древнего ледника, по данным НСАП, прослеживаются в северном врезе

Кандалакшского желоба, где в основании разреза залегает сильно дислоцированная толща со складками течения, компрессионными складками и дизъюнктивными деформациями, а также каналами протаивания. Верхняя часть этих предполагаемых моренных отложений срезана поздними экзарационными процессами и перекрыта более молодыми моренными образованиями, водно-ледниковыми и морскими осадками (рис. 1). Эти отложения условно отнесены к подпорожской стадии валдайского оледенения, хотя могут быть и древнее.

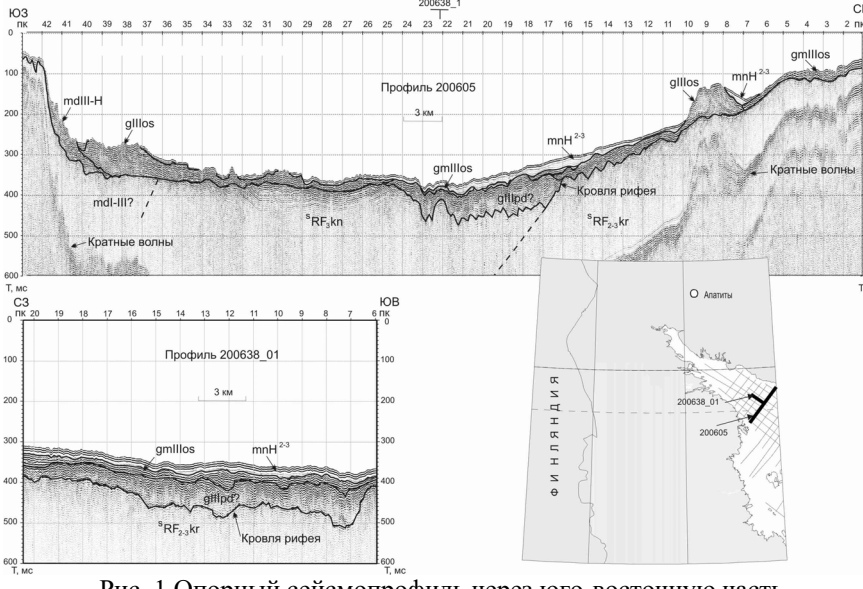


Рис. 1 Опорный сейсмопрофиль через юго-восточную часть Кандалакшского залива. Материалы МАГЭ. Индексами обозначены: RF_{2-3} – различные толщи рифейского возраста, mdI-III? – морской декливий неоплейстоценового возраста, mdIII-H – морской декливий верхненеоплейстоценового – голоценового возраста, gIIIpd? – условно выделяемые ледниковые отложения подпорожского горизонта, gIIIos – ледниковые отложения осташковского горизонта, gmIII - ледниково-морские отложения осташковского горизонта, mnH^{2-3} – морские нефелоидные отложения среднего и верхнего голоцена.

По данным сейсмоакустического профилирования наибольшие мощности связаны с древними эрозионно-тектоническими врезами. Наиболее протяженный и глубокий врез прослеживается вдоль юго-западного крутого борта Кандалакшского грабена. Его основание выделено по данным МОВ ОГТ на глубине до 480 м от уровня моря (рис. 1). Рассматриваемый сейсмокомплекс характеризуется «мутным» типом

записи, с многочисленными разноориентированными рефлекторами, Осадочные тела прилегают к крутым склонами Кандалакшского грабена и имеют выпуклую форму. По нашему мнению они представлены гравитационными отложениями, комплекс которых начал формироваться, вероятно, еще в раннем неоплейстоцене и тесно связан с неотектоническими движениями, приуроченных к бортам этой тектонической структуры.

Комплекс ледниковых отложений осташковского оледенения наиболее широко развит в Беломорской котловине и во многом обуславливает геоморфологические особенности современного дна. Он представлен основной, боковыми и конечными моренами. Мощность отложений данного сейсмокомплекса весьма изменчива. Наименьшие значения отмечаются в центральной части Бассейна, что может быть обусловлено как длительным существованием здесь толщи мертвого льда, так и минимальным экзарирующим воздействием ледника на ложе депрессии. Наибольшие мощности связаны с моренными валами, отражающими границы древних ледниковых языков. Здесь она может достигать 100 и более м. Здесь по данным сейсмоакустического профилирования был зафиксирован четкий отражающий рефлектор, который, видимо, разделяет тиллы двух различных возрастов. Наиболее древние из них могут, вероятно, соответствовать морене московского возраста. Ледниковые отложения сложены глинистыми песками с большим содержанием валунно-щебнистых обломков кристаллических пород. Для них характерны очень высокая плотность, специфическая «кексоподобная» текстура и наличие небольшого количества сильно деформированной пыльцы. Маргинальные морены в виде двух гряд протягиваются с Кольского полуострова вдоль Терского берега от устья р. Оленица до Горла Белого моря. Краевой комплекс моренных образований развит вдоль Зимнего берега в Двинском заливе, а также у северо-западной оконечности Онежского полуострова. Крупные ледниковые гряды протягиваются от мыса Воронов к о. Моржовец. Данные гряды связываются нами с лужской стадией оледенения, когда Скандинавские льды распространялись двумя языками, охватывая и, частично, перекрывая Понойский и Кулойский щиты.

В среднедриасовое похолодание (Невская стадия) сформировался мощный ледниковый комплекс Соловецкого архипелага. Южная граница ледника Невской стадии проходила на юге Онежского залива, а также вдоль восточного берега в Двинском заливе. Условно к этому возрасту относится и сложно построенный комплекс ледниковых гряд в районе о-ва Жижгин, причем разрушение ледника здесь происходило стремительно, сопровождалось интенсивным заполнением межморенных впадин, где мощность осадков поздне-послеледникового возраста превышает 35м.

В позднедриасовое похолодание произошло последнее крупное наступление льдов, в пределах Кольского п-ва, где различаются три его

подстадии – Сальпаусселькя I, II, III. В пределах Белого моря, ледниковый язык, вероятно, не выдвигался далее средней части Кандалакшского грабена (к юго-востоку от Турьего полуострова), С этим временем также связаны две осцилляторные гряды в устье Порьей губы и северо-западной части Кандалакшского залива (Столбовые луды), выделенные еще по данным ВСЕГЕИ и МГУ в 1974 году. Очевидно, с этим временем связаны и радиальные ледниковые гряды в льдосборной воронке Кандалакшского залива, которые сформированы на кристаллическом цоколе и формируют современные Кандалакшские шхеры. Мощность ледниковых образований здесь невелика и не превышает первых десятков метров.

Осадочный чехол надледниковых образований представлен широким спектром поздне-послеледниковых, среди которых выделены водно-ледниковые, флювиогляциальные и морские отложения различного генезиса. По характеру записи и по данным геологического пробоотбора в составе данного сейсмостратиграфического комплекса можно выделить несколько подкомплексов. В основании залегают отложения, которые на сейсмограммах характеризуются яркими отражениями в виде субгоризонтальной прерывистой слоистости или ряби. Они широко распространены на всей площади Белого моря. Им соответствуют флювиогляциальные, ледниково-озерные и ледниково-морские отложения Ледниково-морские отложения (gmIIIos) являются одним из наиболее распространенных на беломорском шельфе типом осадочных образований. Они сплошным покровом перекрывают ледниковые образования, а на глубинах менее 50 – 60 м выходят на поверхность дна. В литологическом отношении они представлены глинистыми песками, коричневыми полосчатыми плотными пепельно-серыми песчанистыми (монотонными и лентонослоистыми) с небольшой примесью гравийных зерен и гальки. Для всех изученных разрезов постепенное уменьшение примеси песчаных и алевритовых частиц. Они перекрываются отложениями с полупрозрачной записью на сейсмограммах, часто без видимых внутренних отражений. Плащеобразно перекрывают и нивелируют рельеф подстилающих отложений. Эта запись соответствует морским нефелоидным осадкам. Анализ данных НСП и геологического пробоотбора позволил выделить несколько подтипов этого генетического типа. Одним из них являются морские нефелоидные отложения (mnH) с «плотинным» типом аккумуляции. Это мощные зоны накопления нефелоидных осадков, формирующихся со стороны берега у моренных гряд, которые и оказывают «плотинный» эффект (рис.1). Мощность сформированных таким образом осадочных тел достигает 35 м. Другим генетическим подтипом, впервые выделенным при морских геологосъемочных работах, являются отложения, слагающие компактное тело в Белом море на выходе из Горла. Выделены по характерной проградационной слоистости и значительной мощности. Располагаются в зоне дивергенции и ослабления придонных течений,

направленных из Горла в бассейн Белого моря, в результате чего происходит разгрузка и осаждение материала песчано-алевро-пелитовой размерности. По существу выделенное тело представляет своеобразный фан, что подтверждается выпуклой формой аккумулятивного тела. Мощность осадков по данным сейсмоакустического профилирования достигает 30 м. В отобранных в 2005 году колонках в совместной экспедиции МГУ с участием «Севморгео», были установлены миктитовые существенно пелито-алевритовые слоистые осадки. Особым типом морских голоценовых отложений являются песчаные гряды, волны и рифели, развитые в Горле в проливах Восточная и Западная Соловецкие Салмы. Они встречаются на различных глубинах, но на мелководьях менее 10 м фациально замещаются волновыми осадками. Представлены песками мелко- и среднезернистыми. Это флювиальные отложения, формирующиеся под влиянием активных приливо-отливных течений. Возраст этих отложений условно принимается как верхненеоплейстоценовый – голоценовый.

Таким образом проведенные в последние годы геологические исследования позволили создать подробную литостратиграфическую схему верхнечетвертичных отложений Белого моря. расчленить комплекс ледниковых отложений и представить новую схему развития ледниковых образований в беломорской впадине, существенно уточнить и расширить классификацию фациальных обстановок морских отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соболев В.М., Алешинская З.В., Полякова Е.И. Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене-голоцене // Корреляция палеогеографических событий: континент-шельф-океан. М.: изд-во МГУ, 1995. С. 120-129.

The new data received carrying out of seismoacoustic profiling and bottom sediments sampling by the preparation of a geological map of scale 1:1 000 000 of the White Sea (sheets Q-35-38) and lithological-geological researches of a quaternary cover under Federal Programme of "World Ocean" are reflected in the presentation. On the new map of quaternary sediments are shown regional distribution of complexes of glacial formations. The thick complexes of gravitational deposits are mapped on boards of the Kandalaksha hollow. The detailed lithologic-stratigraphic scheme has been developed. The complex analysis geophysical and sedimentological data has allowed specifying and expanding essentially classification of facies conditions from new positions the formation.

Савенко А.В.[1], Демиденко Н.А.[2], Покровский О.С.[3]
([1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Alla_Savenko@rambler.ru; [2]Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Москва, demidenko_nikola@mail.ru;
[3]Университет имени П. Сабатиера, Тулуза, Франция, oleg@lmtg.obs-mip.fr)

Макро- и микроэлементный состав вод в устьевой области р. Мезени

Savenko A.V.[1], Demidenko N.A.[2], Pokrovsky O.S.[3]
([1]Moscow M.V. Lomonosov State University; [2]N.N. Zubov State Oceanographic Institute, Moscow; [3]P. Sabatier University, Toulouse, France)

Macro- and microelement water composition in the Mezen River mouth area

Сведений о гидрохимическом режиме устьев рек, впадающих в Мезенский залив, очень мало. В частности, по данным натурных наблюдений 2006–2008 гг. было изучено распределение растворенных форм фосфатов и кремния в устьевых областях рек Кулоя и Семжи [1]. В настоящей работе представлены результаты гидрохимических исследований устьевой области р. Мезени, отличительной особенностью которой являются высокие скорости приливно-отливных течений, что вызывает крайнюю неустойчивость фарватера, размывы берегов и взмучивание большого количества наносов [2].

Пробы воды для химического анализа отбирали 24–30 июля 2009 г. пластиковым батометром из поверхностного слоя на 11 станциях, большая часть которых (1–5 и 9–11) располагалась в пределах эстуария, а станции 6–8 – вдоль восточного побережья Мезенского залива (рис. 1). Работы на станциях 1–3 и 9–11 выполняли в фазу прилива; на станциях 4–8 – в начале отлива.

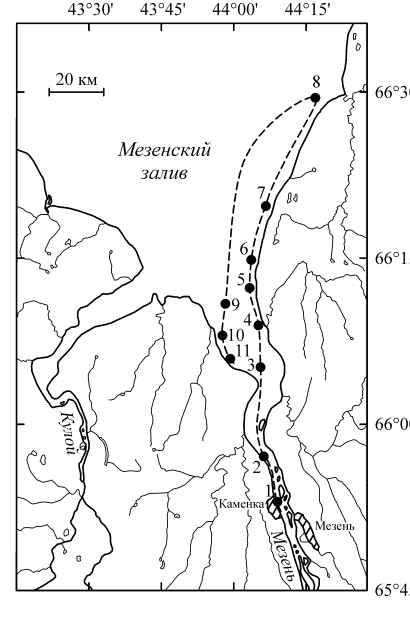


Рис. 1. Расположение станций отбора проб воды и взвешенного вещества.

Для определения содержания микроэлементов (B, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Mo, U) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой пробы воды сразу фильтровали через мембранный фильтр 0,45 мкм в полипропиленовые флаконы с предварительно внесенными туда аликвотами 5 N азотной кислоты марки о.с.ч. (0,2 мл на 8 мл пробы). Для определения концентраций биогенных элементов (P, Si) методом спектрофотометрии проводили фильтрацию проб через плотный бумажный фильтр в полипропиленовые флаконы с последующей консервацией небольшим количеством хлороформа (1 мл на 100 мл пробы). В отфильтрованных через плотный бумажный фильтр растворах без дополнительной консервации измеряли содержание F, Cl и карбонатную щелочность ($Alk_{карб}$) соответственно потенциометрическим методом и объемными меркуриметрическим и ацидиметрическим методами, а также концентрации Na, K, Mg и Ca методом капиллярного электрофореза. Помимо растворенных компонентов, определяли также мутность воды весовым методом после вакуумной фильтрации 0,55 л пробы через плотный бумажный фильтр. Погрешность измерений не превышала ±3%.

Результаты исследований показали, что для растворенных форм компонентов основного солевого состава (Na, K, Mg, Ca, SO_4, HCO_3) и большинства изученных микроэлементов (F, B, Li, Rb, Cs, Sr и Mo) характерно консервативное распределение с параметрами зависимостей

$$[i, \text{мг/л}] = a + b[\text{Cl, мг/л}], \qquad (1)$$

приведенными в таблице.

Параметры зависимостей (1) для компонентов с консервативным поведением

Компонент *i*	*a*	*b*	*r* (коэф. корр.)
Макрокомпоненты			
Na	9,5	0,565	0,994
K	2,5	0,0208	0,997
Mg	8,3	0,0680	0,994
Ca	19,8	0,0208	0,993
SO_4	22,3	0,142	0,999
HCO_3	97,8	$1{,}65\times10^{-3}$	0,889
Микроэлементы			
F	0,125	$5{,}93\times10^{-5}$	0,999
B	0,015	$2{,}23\times10^{-4}$	0,983
Li	$2{,}7\times10^{-3}$	$8{,}95\times10^{-6}$	0,992
Rb	$1{,}3\times10^{-3}$	$6{,}06\times10^{-6}$	0,999
Cs	$2{,}1\times10^{-6}$	$1{,}50\times10^{-8}$	0,899
Sr	0,192	$4{,}07\times10^{-4}$	0,999
Mo	$3{,}3\times10^{-4}$	$5{,}09\times10^{-7}$	0,996

Вместе с тем для урана, которому в устьевых областях рек обычно свойственно консервативное поведение [3], наблюдалось дополнительное по-

ступление в раствор на протяжении всего эстуария, тогда как на станциях 6–8, расположенных на устьевом взморье (в Мезенском заливе), концентрации урана соответствовали типичным значениям для устьев рек Белого моря (рис. 2). Максимальное превышение фактических концентраций урана относительно линии консервативного смешения отмечалось при содержании хлоридов ~9 г/л и составляло 0,18 мкг/л, что близко к поступлению растворенного урана с речными водами (0,15 мкг/л).

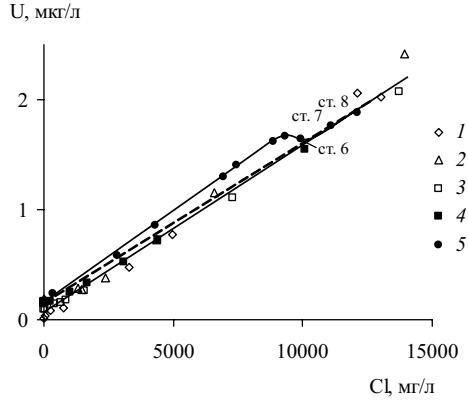


Рис. 2. Зависимость концентрации растворенного урана от содержания хлоридов в устьевых областях рек и водотоков водосбора Белого моря
1 – ручей в Долгой губе Кандалакшского залива, июль 2008 г.; *2*, *3* – р. Индера и Чаваньга, сентябрь 2008 г.; *4* – р. Северная Двина, июнь 2002 г.; *5* – р. Мезень, июль 2009 г. (*1–4* – [4]; *5* – данная работа).

Такое поведение урана может быть обусловлено его десорбцией с твердых веществ материкового стока, которые под влиянием приливно-отливных течений длительное время задерживаются в пределах эстуария, создавая там продольно перемещающуюся зону литоклина с высоким содержанием взвеси (до 1–13 кг/м^3 [2]), значительно превосходящим мутность вод на речном участке и устьевом взморье. Подтверждением данного предположения служит распределение мутности в поверхностных водах устьевой области р. Мезени во время съемки (рис. 3). В пределах эстуария Мезени содержание взвешенного вещества было повышенным с локальным максимумом на станции 1 (1,6 кг/м^3) и зоной литоклина в водах средней солености (1,0–1,2 кг/м^3 при содержании хлоридов 3,5–5 г/л). На морской границе эстуария (между станциями 5 и 6) происходило резкое снижение концентрации взвеси (с 87 до 9,2 г/м^3), повлекшее за собой практически полное прекращение дополнительного поступления растворенного урана. Можно предположить, что десорбция урана с речных взвесей осуществляется в результате совместного действия двух факторов: вытеснения сорбированных

уранил-ионов (UO_2^{2+}) катионами морской воды (Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}) и образования прочных уранил-карбонатных комплексов, чему способствует увеличение карбонатной щелочности при смешении речных вод с морской водой, наблюдаемое во время съемки (таблица).

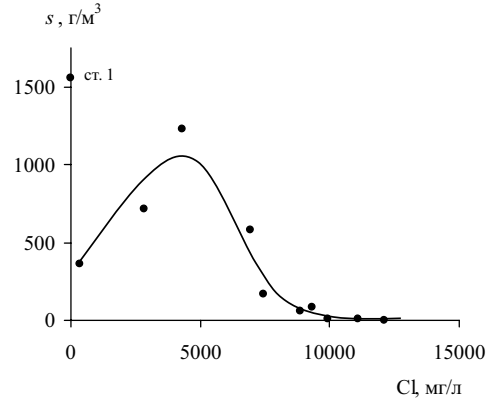


Рис. 3. Изменение содержания взвешенного вещества в поверхностных водах устьевой области р. Мезени в июле 2009 г. во время гидрохимической съемки

В еще большей степени десорбционные процессы проявлялись для бария, величина дополнительного поступления которого изменялась с ростом содержания хлоридов синхронно изменению содержания взвешенного вещества при типичных для устьев рек водосбора Белого моря абсолютных концентрациях (рис. 4). Максимальная величина выделения бария в раствор почти в 2 раза превышала его содержание на речной и морской границах зоны смешения (~12 мкг/л) и составляла 23 мкг/л, что на порядок выше соответствующих значений для устьевых областей рек Онеги и Северной Двины (1,8 и 2,9 мкг/л, или 10 и 12% концентраций в речных водах [4]).

Таким образом, можно утверждать, что продолжительный контакт твердых веществ материкового стока с осолоненными водами в эстуарии Мезени приводит к многократному возрастанию интенсивности обменных процессов в поглощенном комплексе взвесей и, в частности, к десорбции урана и бария в количествах, сравнимых с их выносом в составе речного стока.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 09–05–00692).

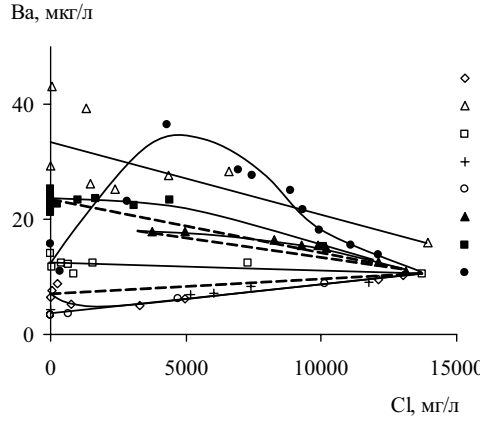


Рис. 4. Зависимость концентрации растворенного бария от содержания хлоридов в устьевых областях рек и водотоков водосбора Белого моря. *1* – ручей в Долгой губе Кандалакшского залива, июль 2008 г.; *2*, *3* – р. Индера и Чаваньга, сентябрь 2008 г.; *4* – р. Ундукса, июль 1999 г.; *5* – р. Калга, август 1999 г.; *6* – р. Онега, сентябрь 2002 г.; *7* – р. Северная Двина, июнь 2002 г.; *8* – р. Мезень, июль 2009 г. (*1–3*, *6*, *7* – [4]; *4*, *5* – [5]; *8* – данная работа)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимова Л.Е. Распределение биогенных элементов в зоне смешения речных и морских вод в Мезенском заливе // Материалы XVIII Международн. науч. конф. (Школы) по морской геологии “Геология морей и океанов”. 16–20 ноября 2009 г. Т. IV. М.: ГЕОС, 2009. С. 239–241.

2. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.

3. Гордеев В.В. Система река–море и ее роль в геохимии океана // Дисс. … докт. геол.-мин. наук. М.: Ин-т океанологии РАН, 2009. 240 с.

4. Савенко А.В., Покровский О.С., Кожин М.Н. Трансформация стока растворенных веществ в устьевых областях малых водотоков южного побережья Кольского полуострова // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 837–848.

5. Pokrovsky O.S., Schott J. Iron colloids/organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia) // Chem. Geol. 2002. V. 190. № 1–4. P. 141–179.

Conservative behavior of dissolved forms of major ions (Na, K, Mg, Ca, SO_4, HCO_3) and most part of studied trace elements (F, B, Li, Rb, Cs, Sr, and Mo) was determined in the Mezen River mouth area in July, 2009. However, uranium and barium were intensively desorbed into solution from river suspended matter which long contacted with salinized waters in tidal estuary.

Сандлер Д.И., Шевченко В.П., Филиппов А.С.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, dasha-04-88@mail.ru)

Петрографический состав пород, составляющих гальку донных осадков Онежского залива Белого моря

Sandler D.I., Shevchenko V.P., Filippov A.S.
(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Petrographic composition of pebbles from bottom sediments of Onega Bay of the White Sea

Белое море, расположенное на северной окраине Европейской части России, принадлежит бассейну Северного Ледовитого океана. Изучение донных осадков Белого моря вызывает интерес ученых уже десятки лет. Результаты исследования донных осадков и, в частности, распределение гравийно-галечного материала в них приводятся в работе [1] и в многих других публикациях, но изучению петрографического состава галек уделялось мало внимания.

Целью данной работы является исследование петрографического состава гальки в северо-западной части Онежского залива Белого моря.

Исследуемые образцы были отобраны в период с 5 по 17 июля 2009 г. в ходе многодисциплинарной экспедиции на Белое море на борту НИС "Эколог", организованной Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Институтом водных проблем Севера Карельского НЦ РАН [2]. Исследования проводились в рамках проекта «Система Белого моря» (руководитель – академик А.П. Лисицын) и проекта по изучению особенностей природных процессов в районах приливных побережий Белого моря (руководители чл.-корр. РАН Ю.С. Долотов и чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов) [3, 4].

Отбор проб донных осадков производился дночерпателем ДГ–0,0025. Из галек были изготовлены шлифы и описаны под поляризационным микроскопом Olimpus с максимальным увеличением до 200 по методике, приведенной в [5].

Отобранная галька состоит из гранито-гнейсов беломорского комплекса. Среди них различаются гранатовые, двуслюдяные, биотитовые и гранат-биотитовые разности. Эти гранито-гнейсы образуют гальки размером 3–5 см в составе донных осадков.

Гранатовые гранито-гнейсы сложены кварцем, микроклином и плагиоклазом. В некоторых образцах преобладающим минералом является кварц. Второстепенные минералы – биотит, мусковит, рудный минерал, гранат, сфен.

Содержание плагиоклаза в породах колеблется от 10 до 15%, количество кварца достигает 50–55% от объема породы, микроклин слагает от 20 до 25% объема породы, на долю биотита приходится от 5 до 10%, рудный минерал слагает до 5%, гранат и сфен присутствуют в количестве менее 5%

каждый.

Гранат-биотитовые плагиогнейсы сложены в основном кварцем и плагиоклазом примерно в равных количествах с незначительным количеством слюды. Из второстепенных минералов присутствуют гранат, биотит и рудный минерал.

Содержание плагиоклаза в породах колеблется от 30 до 35%, количество кварца составляет 40–45%, на долю биотита приходится от 5 до 10%, рудный минерал слагает от 5 до 10%, гранат около 5–10%.

Двуслюдяные гранито-гнейсы представляют собой полнокристаллическую породу с ориентированной текстурой. Они окрашены в красновато-оранжевый цвет и состоят в основном из плагиоклаза, микроклина и кварца. Второстепенные минералы – биотит, мусковит, рудный минерал. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном. Эпидот является минералом позднего диафтореза.

Содержание плагиоклаза в породе колеблется от 10 до 25%, количество микроклина меняется от 10 до 40% на разных участках, на долю кварца приходится от 35 до 50%, биотита 5–10 %, мусковита, сфена около 5%, рудного минерала и эпидота около 5%.

Биотитовые гранито-гнейсы макроскопически окрашены в красновато-бурый цвет и обладают гнейсовидной текстурой. Гранито-гнейсы состоят из плагиоклаза, микроклина и кварца примерно в равных количествах. Второстепенные минералы – биотит, рудный минерал, акцессорные минералы – апатит, сфен.

Содержание плагиоклаза в породах колеблется от 20 до 30%, количество кварца составляет 35–45%, микроклина – от 25 до 30%, биотита – от 10 до 15%, рудного минерала – около 5%.

Кварц представлен бесцветными, прозрачными зернами неправильной формы без спайности, размером от 0,3 до 1,1 мм. Для него характерен низкий положительный рельеф, облачное угасание. Максимальная интерференционная окраска кварца серая I порядка, ng-np=0.009 [6]. Двойников кварц не образует. Минерал одноосный, положительный.

Микроклин образует бесцветные зерна, размером от 0,4 до 1,3 мм. Показатель преломления ниже канадского бальзама. Интерференционные окраски низкие, серые. Образует полисинтетические двойники по альбитовому и переклиновому законам [6]. В скрещенных николях наблюдается характерное решетчатое строение с утолщениями в местах пересечения частей решетки. Границы двойников нерезкие.

Плагиоклаз образует бесцветные таблитчатые кристаллы размером от 0,4 мм до 1,3 мм. В скрещенных николях хорошо заметны полисинтетические двойники по альбитовому закону. Номер плагиоклаза колеблется от 6 до 8 (определяем номер методом Мишеля-Леви) [6].

Биотит образует листочки от темно-зеленого до коричневого цвета размером от 0,2 до 0,6 мм с весьма совершенной спайностью по (001). Он резко

плеохроирует от бледно зеленого по Np до темно-зеленого по Ng с прямой схемой абсорбции [6]. Угасание у биотита прямое, неравномерное «искристое» в силу тончайшего листоватого строения. Максимальная интерференционная окраска желтовато-красная третьего порядка, которая соответствует двойному лучепреломлению 0,047. Удлинение положительное относительно трещин спайности.

Мусковит образует бесцветные листочки размером от 0,1 до 0,4 м, для минерала характерна ярко выраженная псевдоабсорбция. Спайность у мусковита весьма совершенная по (001). Угасание «искристое» прямое. Максимальная интерференционная окраска зеленовато–желтая II порядка соответствует величине двойного лучепреломления 0,026. Удлинение у мусковита положительное.

Роговая обманка образует ксеноморфные зерна зеленого цвета с резким плеохроизмом. Размер их колеблется от 0,5 до 1,4 мм. Спайность у роговой обманки совершенная в двух направлениях под углом 56º. Максимальная интерференционная окраска не превышает желтовато-белой первого порядка.

Рудный минерал образует как кристаллы, так и зерна неправильной формы черного цвета размером от 0,1 до 0,3 мм. Минерал изотропен. В некоторых гранито-гнейсах он развивается в промежутках между зернами (образует каймы) и по трещинам в других минералах.

Сфен представлен буроватыми, слабо плеохроирующими выделениями с очень высоким рельефом и резко выраженной шагреневой поверхностью. Интерференционная окраска сфена – белая высшего порядка.

Апатит образует зерна бесцветные размером от 0,2 до 0,3 мм с высоким рельефом и заметной шагреневой поверхностью.

Эпидот представлен бесцветными зернами размером от 0,2 до 0,5 мм с высоким положительным рельефом и четко выраженной шагреневой поверхностью. Для него характерны аномально яркие интерференционные окраски первого – второго порядков. Эпидот развивается в виде отдельных рассеянных зерен в промежутках между различными минералами, а также слагает небольшие секущие прожилки (рис. 1).

Гранат образует бесцветные зерна с высоким рельефом и четко выраженной шагреневой поверхностью, размером от 0,7 до более 2 мм. В скрещенных николях изотропен. Наиболее крупные выделения граната образуют порфиробласты размером 2–4 мм с мельчайшими вростками биотита (рис. 2).

Структура гранито-гнейсов гранобластовая, в зонах максимального развития слюд – лепидогранобластовая (рис. 3). Для гранатсодержащих разновидностей гранито-гнейсов характерна порфиробластовая структура (рис. 2). Порфиробласты в них сложены гранатом, а основная ткань имеет биотит-кварц-полевошпатовый состав и обладает лепидогранобластовой структурой.

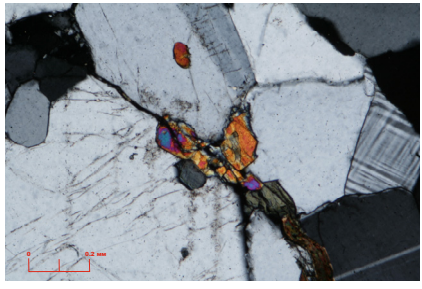


Рис.1. Развитие мелкозернистого эпидота вдоль трещины в двуслюдяном гранито-гнейсе

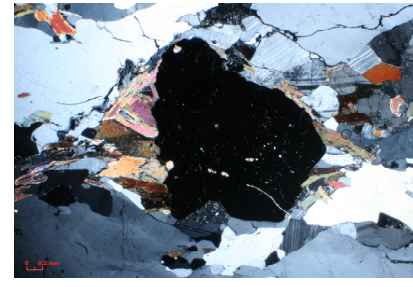


Рис. 2. Порфиробластовая структура в гранат-биотитовом гранито-гнейсе

В разных гранито-гнейсах встречаются участки с тройными сочленениями изометричных зерен, где срастаются три зерна и их границы образуют равные углы в 120°. Обычно они образованы плагиоклазом и кварцем или одним кварцем. Микроклин отличается от всех породообразующих минералов резко ксеноморфной формой, подчиненной форме промежутков между различными минералами. Исходя из этих структурных особенностей, можно предположить, что калиевый полевой шпат является наложенным минералом процесса микроклинизации, локально проявленной. Это подтверждается наличием узких и длинных коррозионных языков тонкорешетчатого микроклина, проникающих по трещинам в плагиоклаз**.** Кроме того, на границе с микроклином плагиоклаз альбитизирован, в результате чего по его краевым зонам образуется тончайшая (менее 0,1 мм) кайма альбита, которая четко фиксируется белой интерференционной окраской (рис. 4).

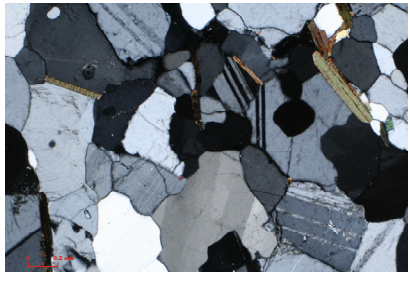


Рис. 3. Лепидогранобластовая структура в двуслюдяном гранито-гнейсе

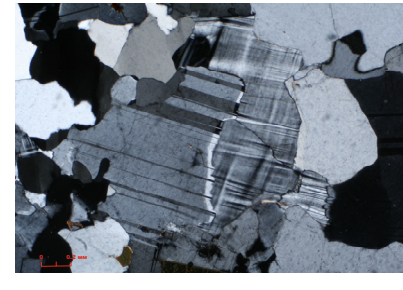


Рис. 4. Кайма альбита в плагиоклазе на границе с микроклином в биотитовом гранито-гнейсе

Биотит и мусковит обладают общей ориентировкой листоватых кристаллов, которая придает гнейсовидный облик всем породам.

Таким образом, все образцы можно отнести к породам Беломорского метаморфического комплекса. Дальнейшее изучение гальки из донных осад-

ков поможет в оценке механизмов переноса вещества в Белом море.

Авторы благодарны экипажу НИС «Эколог» и А.Н. Новигатскому за помощь в экспедиции, Л.Н. Липчанской за ценные советы, М.И. Березневу за помощь при работе с фотографиями шлифов.

Исследования проводились при финансовой поддержке Программы 21 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект "Системные исследования морей Европейской части России"), РФФИ (грант № 09-05-00658) и гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-3714.2010.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
2. Шевченко В.П., Здоровеннов Р.Э., Кравчишина М.Д. и др. Системные исследования Белого моря в период летней межени 2009 г. в рейсе научно-исследовательского судна "Эколог" // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 666–670.
3. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А. и др. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Отв. ред. С.М. Шаповалов. М.: Научный мир, 2010. С. 559–597.
4. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Римский-Корсаков Н.А. и др. О проявлении морского и речного факторов в фазы прилива и отлива на береговых участках разной конфигурации Белого моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 110–122.
5. Афанасьева М.А., Бардина Н.Ю., Богатиков О.А. и др. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: Учебник; Под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. М.: Логос, 2001. 768 с.
6. Белоусова О.Н., Михина В.В. Общий курс петрографии. М.: Недра, 1972. 344 с.

This article is about studying composition of pebbles from bottom sediment layer, Onega Bay, White Sea. Pebbles were described by petrography method. The future research of composition of pebbles will help to understand the mechanisms of coarse sediment matter transport in the Onega Bay of the White Sea.

Сапелко Т.В.[1], Субетто Д.А.[2], Кузнецов Д.Д.[1, 2], Лудикова А.В.[1]
([1]Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, tsapelko@mail.ru;
[2]РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург)

Реконструкция растительности позднего голоцена по палинологическому изучению донных отложений озерного и морского генезиса на основе исследования озер Соловецких островов

Sapelko T.V.[1], Subetto D.A.[2], Kuznetsov D.D.[1, 2], Ludikova A.V.[1]
([1]Institute of Limnology RAS, Saint-Petersburg, [2]Alexander Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg)

Reconstruction of vegetation during the Late Holocene according pollen analysis of lakes and sea sediments of Solovki Islands

Комплексные палеолимнологические исследования на Соловецких островах дают возможность решить проблему реконструкции растительности морских и озерных побережий. Современный растительный покров Соловецких островов изучается в последние годы очень активно. Однако по динамике растительности прошлого публикаций практически нет. Лишь в 80-е годы XX века Т.Д. Боярской проводилось изучение морских террас острова Б.Соловецкий с помощью спорово-пыльцевого анализа [1]. Наши работы по изучению озер призваны решить эти вопросы. Полученные результаты по уже проведенным на сегодняшний момент исследованиям позволяют выделить этапы развития озер и дать характеристику водосборов на момент существования морского залива, переходного периода от морских условий осадконакопления к озерным и этап существования современного озера с момента его отделения от моря до настоящего времени. Известно, что современные морские палиноспектры отличаются от озерных. Морские спектры дают осреднение и по ним, возможно, реконструировать растительность на зональном уровне, спектры малых озер дают региональный уровень развития растительного покрова. Проводя аналогии на разные этапы развития современного озера в прошлом, мы также должны проводить реконструкции с учетом этапа развития озера. Соловецкие озера расположены на разных абсолютных отметках над уровнем моря и соответственно в разное время отделились от моря. Одно из изученных нами озер Лесное, находящееся на абсолютной отметке 3м над уровнем моря длительное время было частью морского залива вплоть до середины субатлантического периода. Морской этап развития озера еще 2 тысячи лет назад накладывал отпечаток и на развитие растительного покрова побережья. Нижняя часть донных отложений оз. Лесного представленная опесчаненным алевритом, по палинологическим данным отнесена к суббореальному периоду. Здесь не

фиксируется значительных изменений по данным диатомового анализа, поэтому мы можем говорить, что уровень и экология водоема в этот период значительно не менялся. Отмечается небольшая глубина морского залива, но активная гидродинамика. Следовательно, мы с достаточной степенью уверенности можем интерпретировать изменения в составе палиноспектров, как реакцию на климатические изменения. На границе суббореального и субатлантического периодов наблюдается увеличение пыльцы сосны при сокращении пыльцы ели и березы. Снижается содержание пыльцы кустарников и термофильных пород, увеличивается значение и разнообразие трав. В середине палинозоны 2, соответствующей этому времени (первая половина субатлантического периода) происходит еще одно событие, повлиявшее на некоторое изменение в составе растительности. Это был период практически возобновления прежних растительных сообществ, распространенных в суббореале, однако здесь еще появляются водные и прибрежно-водные растения, а также впервые отмечен полушник озерный. Все это может свидетельствовать о некотором снижении уровня моря и освобождении новых открытых пространств, которые начали занимать травы, развивающиеся на несформированных почвах, а также пионерные виды древесных пород. Отмечено увеличение пыльцы березы, ольхи, увеличивается пыльца *трав Chenopodiaceae, Poaceae, Cyperaceae, Asteraceae, Ericaceae*. Появляются *Rumex, Plantago*, обычно свидетельствующие о появлении человека. Однако в данном случае их появление также может быть связано с небольшой регрессивной стадией моря. Возможно, причиной этой кратковременной стадии были небольшие неотектонические движения. Период был явно непродолжительным и отразился помимо изменений в составе палиноспектров, также в увеличении количества фосфора в донных осадках [2].

Выше по разрезу выделяется очень очевидная граница, где вновь происходят изменение растительного покрова. Здесь изменения на границе палинозон практически совпадают с началом регрессивной стадии моря, зафиксированной по литологическому, диатомовому, геохимическому анализам. По результатам всех перечисленных анализов это был начальный этап отделения озера Лесное от моря. По данным спорово-пыльцевого анализа здесь фиксируется резкое увеличение содержания пыльцы берез при одновременном сокращении сосны. Вновь появляются кустарники, в небольших количествах широколиственные породы деревьев, увеличивается значение всех перечисленных выше трав, которые первыми появляются на освободившихся от воды территориях. Также вновь появляется полушник озерный, который практически знаменует озерный тип водоема. Однако водных и прибрежно-водных растений на новом только что образовавшемся озере еще почти нет. Зарастание озера происходит уже на следующем четвертом этапе, на котором вновь изменившийся характер растительности практически соответствует современной растительности водосборного бассейна озера Лесное. Это последнее изменение уже практически не связано с морем и

вызвано больше климатическими и антропогенными причинами. На примере озера Лесное мы рассмотрели возможные причины изменения в составе растительного покрова для реликтовых озер, которые в прошлом были морскими заливами. Подобное исследование важно не только для правильной реконструкции растительного покрова в прошлом, но и дает новые возможности для подтверждения морских и озерных стадий водоемов и характеристики их побережий.

Исследования проводятся при поддержке проектов РФФИ №10-05-00651-а и 10-05-00412-а., 11-05-10043k.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никишин Н.А. История развития природы Соловецких островов по материалам геоморфологических и палинологических исследований // Отчет по теме совместных исследований с географическим факультетом МГУ. Соловки, 1982.

2. Андреева Н.Н., Шевченко В.П., Субетто Д.А., Лудикова А.В. Литолого-геохимическая характеристика донных отложений озера Лесное (Соловецкий архипелаг Белого моря) // Молодежная научная конференция «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии», СПб. 2007. С. 44-47.

According pollen data we can reconstruction of vegetation of lakes and sea littoral zone in the past time, for example in the Late Holocene. Our investigations were carrying in the lakes of Solovki Islands.

Субетто Д.А.[1], Шевченко В.П.[2], Кузнецов Д.Д.[1, 3], Лудикова А.В.[3], Сапелко Т.В.[3], Субетто Г.Д.[4]
([1]РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, subetto@mail.ru, [2]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, [3]Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, [4]Факультет географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета)

Время изоляции озер Соловецкого архипелага, Белое море

Subetto D.A.[1], Shevchenko V.P.[2], Kuznetzov D.D.[1, 3], Ludikova A.V.[3], Sapelko T.V.[3], Subetto G.D.[4]
([1]Russian State Pedagogical University, St.-Petersburg, Russia, [2]Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russia, [3]P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, [4]Geological Faculty of Moscow State University, [5]Faculty of Geography and Geoecology of St.-Petersburg State University)

Isolation age of Solovetsky Archipelago lakes, the White Sea

В последние годы ведутся детальные геологические, палеогеографические и геоморфологические исследования, направленные на реконструкцию развития Белого моря и его бассейна в позднем неоплейстоцене и голоцене [1]. Одним из направлений этих исследований являются работы по изучению донных отложений озер, в разное время отшнуровавшихся от моря в связи с изостатическими движениями земной коры и эвстатическими колебаниями уровня моря в голоцене [2]. Эти реликтовые озера расположены на разных гипсометрических уровнях, фиксируя положение береговой линии моря в прошлом. Радиометрическое датирование перехода от одного генетического типа осадка к другому (от озерно-ледниковых к озерным или морским, от морских к озерным, от озерных к болотным), определяемого с помощью литологических и микропалеонтологических методов, в совокупности с данными о гипсометрическом положении изучаемых озер, позволяет реконструировать трансгрессивно-регрессивные перемещения береговой линии моря в районе исследования.

Образцы на датирование отбирались из керна донных отложений оз. Большого Корзино (17 м над у.м.) на контакте нижней пачки зеленоватой алевритовой гиттии (морские отложения) и вышележащей пачки темно-бурой органогенной гиттии (озерные отложения) [3]. Получены две датировки 5755 ± 45 и 5535 ± 45 C^{14} лет назад. Дата 5755 ± 45 C^{14} лет назад (6615 календарных лет назад) указывает на время начала изоляции оз. Большое Корзино от морского бассейна, в связи с эвстатическим понижением уровня Мирового океана и изостатическим подъемом островов Соловецкого архипелага. Дата 5535 ± 45 C^{14} лет назад (6500 кал. л.н.) указывает на время полной изоляции бассейна оз.Большое Корзино от моря и его опреснения. Таким образом, понижение уровня Белого моря ниже современной отметки 17 м над у.м., произошло во временном интервале 6650 - 6500 кал.л.н.

Озеро Святое расположено на отметке 8 м над у.м. и его изоляция про-

изошла позже около 2715 C^{14} лет назад (940-800 BC) или 2890 кал.л.н. Озеро Исаковское (3 м над у.м.) отшнуровалось от моря между 2040 и 1530 C^{14} лет назад (между 170 BC и 60 AD или 2065 кал.л.н.) и 430–610 AD или 1490 кал. л.н.). Результаты радиоуглеродного датирования озер Большое и Малое Зеленое указывают на то, что накопление озерных осадков (илов) идет в них непрерывно на протяжении всего голоцена и уровень воды в бассейне Белого моря был ниже современных 30-метровых отметок. Эти даты свидетельствуют о том, что эти два озера на отметках свыше 35 м, были изолированы от морского бассейна на протяжении всего голоцена.

Полученные датировки позволили построить кривую изменения уровня Белого моря на протяжении голоцена (рисунок).

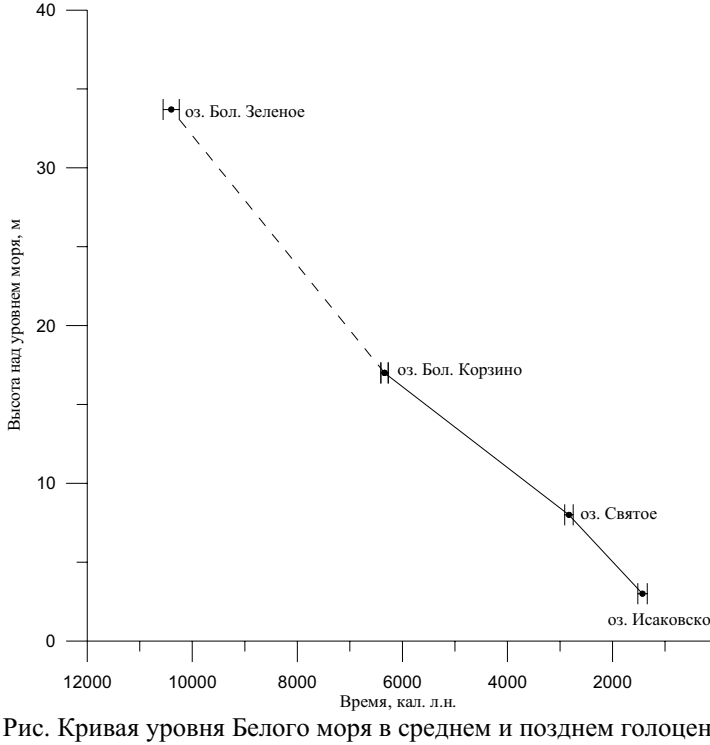


Рис. Кривая уровня Белого моря в среднем и позднем голоцене

Исследования проводятся при финансовой поддержки РФФИ (№ 10-05-00651).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. (отв. ред.). Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря. М.: Научный мир, 2010. 480 с.

2. Субетто Д.А., Лудикова А.В., Шевченко В.П. и др. Формирование озер Соловецкого архипелага и изменение уровня Белого моря в голоцене // Северные территории России: проблемы и перспективы развития. Материалы всероссийской конференции с международным участием. Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 2008. С. 1260–1262.
3. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. История осадконакопления в озерах Соловецкого архипелага (Белое море) в голоцене // ДАН (в печати).

The sea level lowering resulted from the glacial uplift of the area brought about an isolation of the study lakes. Stratigraphy of the bottom sediments of the small lakes at the Solovetsky Island revealed a gradual process of their isolation depending on their elevation. The area located above 30 m a.s.l. became isolated before 10000 cal. yr BP while the lowlands at 3 m a.s.l. remained under the sea conditions till 1300 cal. yr BP. The generalized stratigraphy of the lakes' sediments includes three main units reflecting the common pattern of their evolution from marine bays through transitional stage to isolated freshwater bodies.

Троянская А.Ф., Вельямидова А.В.
(Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, labe-coarh@yandex.ru)

Стойкие органические загрязнители в донных осадках устья Северной Двины и Двинского залива Белого моря

Troyanskaya A.F., Velyamidova A.V.
(Institute of ecological problems in the North, Ural Branch, RAS, Arkhangelsk)

Persistant organic pollutants in bottom sediments of the North Dvina estuary and Dvinsky Bay, the White Sea

Стойкие органические загрязнители (СОЗ) являются приоритетными загрязнителями окружающей среды, и осуществление мониторинга, научных исследований по выявлению уровней, тенденций и переноса относятся к международным мерам по снижению и предотвращению негативного воздействия СОЗ на окружающую среду и здоровье человека [1]. Накопление в устьевых областях рек этих устойчивых высоколипофильных и высокотоксичных соединений, обладающих способностью к трансграничному переносу и биоаккумуляции в высших трофических уровнях, представляет риск их переноса в морские экосистемы.

На территории Архангельской области с развитым лесопромышленным комплексом к приоритетным загрязнителям бассейнов северных рек относятся гексахлорбензол (ГХБ) и полихлорированные дибензо-*n*-диоксины и дибензофураны (ПХДД/ПХДФ), компоненты отечественного препарата пентахлорфенолята натрия (ПХФН), длительное время применявшегося в прошлом в лесном хозяйстве и для защиты древесины от биопоражения. Остаточные количества этих токсикантов в современных почвах на загрязненных территориях являются действующими «вторичными» источниками загрязнения водной среды [2].

В результате выполненных в 2005 году исследований были получены базовые данные по количественному содержанию и пространственному распределению ГХБ в донных осадках многорукавного устья Северной Двины. Пробы поверхностного слоя донных осадков отбирали в конце летней межени с учетом особенностей гидрологического режима приливного устья реки и расположения специфических источников загрязнения.

Для извлечения гексахлорбензола из образца осадков, в который предварительно вносили внутренний стандарт-имитатор, применяли метод жидкостной проточной экстракции горячей смесью органических растворителей при температурах ниже точки кипения. Полученный экстракт после обработки гидроксидом натрия подвергали адсорбционной очистке на многослойных колонках. Количественное определение и идентификацию целевого соединения проводили методом капиллярной газовой хроматографии с электронозахватным детектированием при программировании температур.

Предел обнаружения – 0,1 нг/г в.с.в.

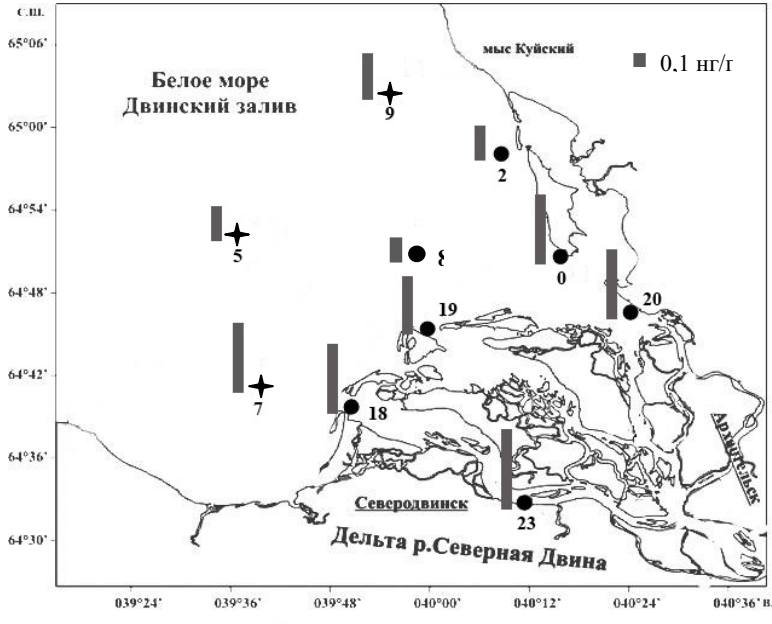
Гексахлорбензол был обнаружен во всех пробах осадков, отобранных в прибрежных зонах приустьевого участка реки, дельтовых рукавов и проток, в широком диапазоне концентраций – от 0,1 до 414 нг/г в.с.в., что указывало на высокий уровень загрязнения речных осадков в сравнении с существующими отечественными и зарубежными нормативами.

На приустьевом участке левого берега уровень содержания ГХБ составлял от 0,3 до 6,0 нг/г с повышенными количествами (15,5 – 27,5 нг/г) в осадках на локальных участках прибрежных зон. В малоприточном маловодном Никольском рукаве при узком диапазоне значений (от 5,5 до 8,7 нг/г) в его среднем течении в области проникновения морских вод особо выделялся участок высоких концентраций гексахлорбензола (19,2 – 26,5 нг/г), формирование которого обусловлено аккумуляцией этого гидрофобного соединения, перемещающегося на тонкодисперсных частицах почвы с территории близлежащего лесозавода, применявшего ранее ПХФН, а также осаждением ГХБ со взвесью речного стока под влиянием процессов, происходящих на границе река-море.

В осадках правого берега Северной Двины, отличающегося большим разнообразием источников вследствие более сильной урбанизированности прилегающих территорий, в т.ч. и большим числом расположенных здесь лесозаводов, гексахлорбензол был найден в более широком диапазоне концентраций – от 1,9 до 414 нг/г. Наибольшие количества ГХБ в основном русле реки и дельтовых протоках были найдены возле лесозаводов и составляли от 70,6 до 414 нг/г. Повышенное содержание ГХБ найдено и в осадках возле речных причалов – от 14,1 до 36,1 нг/г. Протока Кузнечиха, отличающаяся высокой приточностью, выделялась сильным загрязнением гексахлорбензолом при относительно равномерном распределении его в осадках.

В зоне осолонения речных вод в отсутствии прямых антропогенных источников концентрации ГХБ варьировали преимущественно от 2,4 до 10,2 нг/г. Участки повышенного содержания гексахлорбензола выявлены в Маймаксе возле д. Лапоминка (19,2 нг/г) и в Корабельном рукаве возле морского края дельты (32,9 нг/г), приуроченные к локальным геохимическим барьерным зонам.

Работы по наблюдению за состоянием донных осадков по загрязнению гексахлорбензолом были продолжены в 2009 году по Программе Президиума РАН № 20 (проект № 09-П-5-1021). Пробы поверхностных донных осадков отбирали в дельте Северной Двины в зоне смешения речных и морских вод, включая протоку Маймакса, Корабельный, Мурманский и Никольский рукава, а также в Двинском заливе Белого моря (рис. 1).



Станции отбора проб осадков на содержание:
- ГХБ (●)
- ГХБ и ПХДД/ПХДФ (✦)

Рис. 1. Пространственное распределение концентраций гексахлорбензола в поверхностных донных осадках

По результатам выполненных исследований в речных осадках мелководных станций (2,5–7,0 м) при относительно сопоставимых количествах $C_{орг}$ были обнаружены более низкие (на 1–2 порядка) по сравнению с 2005 годом концентрации ГХБ, составляющие 0,6 – 0,7 нг/г. Выявленная тенденция может быть связана со снижением интенсивности перемещения остаточных количеств препарата ПХФН в почвах с течением времени, а также с более благоприятными условиями для протекания процессов биотрансформации в донных осадках устойчивого высоколипофильного гексахлорбензола.

В осадках Двинского залива с уровнем $C_{орг}$ от 0,32 до 1,68 % на более глубоководных станциях (до 16 м) ГХБ определен в меньших концентрациях – от 0,2 до 0,6 нг/г. Выявленные в морских осадках уровни ГХБ сопоставимы с литературными данными по количеству его в донных осадках Онежского и Кандалакшского заливов Белого моря (0,04 – 0,38 нг/г) [3] и в Баренцевом море (0,01 – 0,30 нг/г) [4].

На содержание полихлорированных дибензо-*п*-диоксинов и дибензофу-

ранов исследованы пробы осадков, отобранные в западной, восточной (мыс Куйский) и центральной частях Двинского залива (рис.1). Пробы анализировались в лаборатории аналитической экотоксикологии ИПЭЭ им. А.Н. Северцова РАН (г. Москва).

Все пробы отличались более низким по сравнению с дельтой реки уровнем содержания ПХДД/ПХДФ как в общих концентрациях, так и в токсическом эквиваленте (I-TEQ) [5].

В песчаной пробе ($C_{орг}$ 0,32 %), отобранной на ст. 5, расположенной в центральной части залива вне устьевой зоны геохимического барьера, уровень ПХДД/ПХДФ был минимален и составлял 0,02 пг I-TEQ/г в.с.в. В составе ПХДД/ПХДФ преобладали полихлорированные фураны (78,4 %) при доминировании индикаторного 2,3,4,7,8-пентахлордибензофурана, что свидетельствовало о преимущественном влиянии процессов сжигания органического сырья на диоксиновое загрязнение осадков (рис. 2).

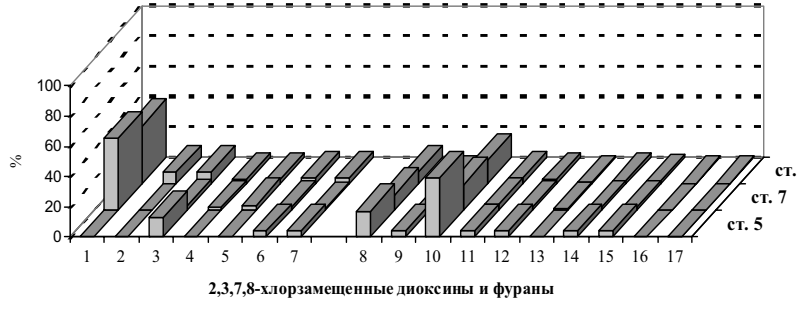


Рис. 2. Нормализованные изомер-специфические профили ПХДД/ПХДФ (I-TEQ) в поверхностных донных осадках:
1 – 2,3,7,8-ТХДД, 2 – 1,2,3,7,8-ПеХДД, 3 – 1,2,3,4,7,8-ГкХДД, 4 – 1,2,3,6,7,8-ГкХДД, 5 – 1,2,3,7,8,9-ГкХДД, 6 – 1,2,3,4,6,7,8-ГпХДД, 7 – ОХДД, 8 – 2,3,7,8-ТХДФ, 9 – 1,2,3,7,8-ПеХДФ, 10 – 2,3,4,7,8-ПеХДФ, 11 – 1,2,3,4,7,8-ГкХДФ, 12 – 1,2,3,6,7,8-ГкХДФ, 13 – 1,2,3,7,8,9-ГкХДФ, 14 – 2,3,4,6,7,8-ГкХДФ, 15 – 1,2,3,4,6,7,8-ГпХДФ, 16 – 1,2,3,4,7,8,9-ГпХДФ, 17 – ОХДФ

В глинистых осадках в западной (ст. 7) и восточной (ст. 9) частях залива ($C_{орг}$ – 1,59 и 1,68 %) концентрации ПХДД/ПХДФ были на порядок выше и составляли 0,17 и 0,35 пг I-TEQ/г, соответственно.

Конгенерные профили ПХДД/ПХДФ в осадках западной и восточной частей залива были близки между собой и характеризовались доминирующим вкладом полихлорированных диоксинов в общую токсичность с преобладанием самого токсичного 2,3,7,8-тетрахлордибензодиоксина (43,0 %) и значимой долей 2,3,4,7,8-пентахлордибензофурана (16,0 %). Сходство с

распределением конгенеров ПХДД/ПХДФ в пробах осадков, отобранных в 2005 году [5] в Пудожемском устье в зоне устойчивого осолонения и в Корабельном рукаве на морском крае дельты, подтверждали связь загрязнения современных осадков Двинского залива ГХБ и ПХДД/ПХДФ с доминирующим влиянием «вторичных» источников от применения ПХФН в прошлом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Стокгольмская конвенция о стойких органических загрязнителях. Текст и приложения. UNEP Chemicals, 2001. 54 с.
2. Troyanskaya A.F., Veliamidova A.V. Distribution of hexachlorobenzene and PCDDs/PCDFs in soils and sediments of aquatic ecosystems in the north of Russia under the influence of timber industry // Organohalogen Compounds. 2007. V. 69. P. 1552–1555.
3. Savinova T., Savinov V., Green N. et al. Monitoring of hazardous substances in the coastal areas of the White Sea: harmonization with OSPAR's Joint Monitoring and Assessment Program (JAMP) – White Sea, 2006. Akvaplan-niva report: APN-414.3723.3. Tromsø, 2007. 70 p.
4. Жилин А.Ю., Плотицына Н.Ф. Загрязняющие вещества в донных осадках прибрежья Баренцева моря // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, г. Москва. М.: ГЕОС, 2009. Т. IV. С. 247–251.
5. Троянская А.Ф. Полихлорированные дибензо-*п*-диоксины и дибензофураны в донных осадках многорукавного устья Северной Двины // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, г. Москва. М.: ГЕОС, 2009. Т. IV. С. 253–256.

The paper presents comparative data on the quantitative content and distribution of hexachlorobenzene and polychlorinated dibenzo-*p*-dioxins and dibenzofurans in surface bottom sediments of the multiarm tidal Northern Dvina estuary and Dvina Bay, the White Sea, resulting from research in the years 2005 and 2009.

Троянская А.Ф., Рубцова Н.А., Вахрамеева Е.А.
(Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, labecoarh@yandex.ru)

Органически связанный хлор в донных осадках дельты Северной Двины и Двинского залива Белого моря

Troyanskaya A.F., Rubtsova N.A., Vahrameeva E.A.
(Institute of ecological problems in the North, Ural Branch RAS, Arkhangelsk)

Organically bound chlorine in bottom sediments of the North Dvina delta and Dvinsky Bay, the White Sea

Широкий спектр хлорорганических соединений, биоаккумулируемых и липофильных, основным источником которых долгое время рассматривалась только антропогенная деятельность человека, образуются и в природе в результате естественных термических (лесные пожары) и энзиматических процессов, что обеспечивает их распространенность и обнаружение в окружающей среде как в промышленно развитых, так и в «чистых» районах. Эти в разной степени гидрофобные и токсичные ХОС, извлекаемые из матриц органическими растворителями, характеризуются параметром ЭОХ («экстрагируемый органически связанный хлор»), методы определения которого к настоящему времени стандартизированы.

Данный неспецифичный параметр является практическим средством для оценки экологического состояния экосистем. Традиционно ЭОХ в качестве индикатора относительно устойчивой хлорорганики применяется в системе мониторинга речных и морских донных осадков для наблюдения за тенденциями в изменении техногенного воздействия на окружающую среду от предприятий лесопромышленного комплекса в странах Северной Европы, связанных с производством беленой целлюлозы и применениемхлорфенольныхбиоцидов[1, 2].

В устье Северной Двины основным поставщиком ЭОХ является крупный целлюлозно-бумажный комбинат (ЦБК), отбеливающий целлюлозу с использованием хлорсодержащих реагентов, а также хлорированные муниципальные стоки и «вторичные» источники – почвына территориях лесозаводов, загрязненных по типу «горячих точек» от долговременного применения пентахлорфенолята натрия в качестве биоцида, остаточные количества высоколипофильныххлорароматических соединений которого по ЭОХоцениваются в 14500 мкг Cl/гв.с.в. [3].Определение ЭОХ проводили на АОХ-анализаторе (Германия) в соответствии с DIN38414, ч.17.

По данным, полученным впервые в 1995 году, по содержанию и пространственному распределению ЭОХ влияние хлорсодержащих стоков ЦБК было выявлено на участке в 10 км ниже выпуска сточных вод с градиентом концентраций от 69,3 до 0,8 мкг С1/г и максимальным значением 69,3 мкг С1/г на расстоянии 0,5 км. Уровень содержания ЭОХ в большинстве проб

донных осадковна приустьевом участке варьировалв диапазоне от 0,5 до 1,8 мкг С1/г с более высокими значениями(от 2,6 до 2,9 мкг С1/г) возле загрязненных территорий лесозаводов. В осадках Двинского залива содержание ЭОХ составляло от 0,1 до 0,7 мкг С1/г [4].

В 2005 году уровень ЭОХ на расстоянии 0,5 км от сброса сточных вод сократился до 9,9 мкг С1/г в результате снижения ЭОХ в сбрасываемых сточных водах за счет модернизации технологий производства беленой целлюлозы. Диапазон концентраций ЭОХ в устье реки практически не изменился – от 0,2 до 1,5 мкг С1/г,с наибольшими значениями (от 2,0 до 3,7 мкг С1/г)вблизи территорий лесозаводов, а также на участках дельты реки, приуроченных к геохимическим барьерным зонам, где увеличение ЭОХ в осадках вызвано осаждением речной взвеси под влиянием процессов, происходящих на границе река-море [5].

В 2009 году в рамках программы Президиума РАН № 20 (проект №09-П-5-1021)проведена комплексная морская гидрологическая съемка и получены дополнительные данные пораспределению ЭОХ в поверхностных донных осадках дельты реки и Двинского залива Белого моря (рисунок).

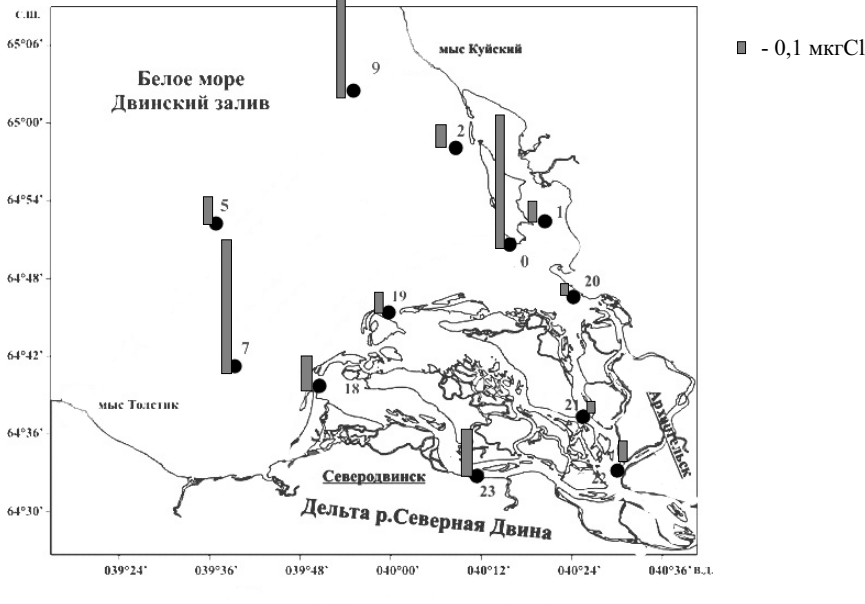


Рис. Распределение ЭОХ в поверхностных донных осадках дельтыСеверной Двины и Двинского залива Белого моря

В песчаных донных осадках дельты реки с содержанием органического углерода 0,22 – 1,03 %, отобранных на мелководных станциях (глубина 2,5 – 7,0 м) на участках, удаленных от специфических источников ХОС и насе-

ленных пунктов, содержаниеЭОХ варьировало в довольно узком диапазоне – от 0,1 до 0,4 мкг Cl/г.

На устьевом взморье в песчаных пробах содержание ЭОХ, как и в дельте, составляло от 0,2 до 0,3мкг Cl/г. Более высокие концентрации ЭОХ (1,1; 1,4 и 1,5 мкг Cl/г) были найдены в глинистых осадках, отобранных на глубине 9 – 16 м с более высоким содержанием $C_{орг}$ (1,23 – 1,68 %). Можно предполагать, что на формирование уровней ЭОХ в осадках в условиях воздействия природных и антропогенных источников оказывает влияние и разнородный состав ЭОХ, включающий хлорорганические соединения, отличающиеся по физико-химическим свойствам, которые определяют их способность ксорбции и деградации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kankaapaa H.T., Lauren M.Distribution of halogenated organic material in sediments from anthropogenic and natural sources in the Gulf of Finland Catchment area // Environ. Sci. Technol. 1997. V. 31. № 1. P. 96–104.

2. PoykioR.,Nurmensniemi H., KivInna V. EOX concentrations in the sediments in the part of the Bothnian Bay affected by the effluents from the pulp and paper mills at Kemi, Northern Finland // Environ. Monit. Assess. 2008. V. 139. P. 183–194.

3. Троянская А.Ф., Вельямидова А.В. Современноесостояниепочв по загрязнению устойчивыми хлорорганическими соединениями от применения пентахлорфенолята натрия на территории Архангельской области // Лесной журнал. 2009. № 1. С. 108–115.

4. Троянская А.Ф., Мосеева Д.П., Минина В.П., Шулепина Н.А. Органически связанный хлор в устье Северной Двины и Двинского залива Белого моря // Поморье в Баренц-регионе: экология, экономика, социальные проблемы, культура. Тезисы докладов III Международной конференции, Архангельск, 1997. С. 125–126.

5. Рубцова Н.А., Троянская А.Ф., Вахрамеева Е.А. Экстрагируемый органически связанный хлор (ЭОХ) в донных осадках многорукавного устья Северной Двины // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, Москва. М.: ГЕОС, 2009. Т. IV. С. 228–232.

The paper presents comparative data on the grade of concentration and distribution of EOClin surface bottom sediments of the tidal Northern Dvina estuary under the influence of activity of the timber processing complex as well as Dvina Bay, the White Sea.

Филиппов Д.А.
(Институт биологии внутренних вод им И.Д. Папанина РАН, п. Борок, Ярославская обл., philippov_d@mail.ru)

О верховых болотах вологодской части бассейна Белого моря

Philippov D.A.
(I.D. Papanin Institute for Biology of Inland Waters of the RAS, Borok, Yaroslavl Region)

Some data about raised bogs on the Vologda part of the White Sea catchment area

Верховые болота на территории России по площади и запасам торфа преобладают над всеми другими типами болот [1, 2, 3]. По сложности структуры, характеру образования и условиям залегания в ландшафте они наиболее разнообразны. Общим для всех верховых болот является превышение центральной части болота над окраиной, бедность и специфичность флоры, преобладание залежей с мощной толщей сфагновых верховых торфов, преобладание атмосферного типа питания, низкая минерализация и высокая кислотность вод и торфов. Верховые болота сосредоточены главным образом в тайге, но выходят и за её пределы [2].

Вологодская обл. имеет среднюю степень заболоченности (около 14–15% территории) [4, 5], причём верховые болота занимают наибольшие площади (около 7–9% территории области или 60–65% общей площади болот). Доминирование верховых болот в регионе объясняется климатическими (преобладание выпавших осадков над испарением), почвенно-геологическими (широкое распространение в древних низинах водно-ледниковых и озёрных песков, обеднённых элементами зольного питания) факторами, а также внутренними процессами развития болотных экосистем. Верховые болота приурочены к водоразделам и реже к речным долинам (в неглубоких понижениях второй и третьей надпойменных или старопойменных террас в восточной части области). Размеры верховых болот колеблются в очень широких пределах (от 1–2 до 120 тысяч га), но почти половина их общей площади приходится на 30 болотных систем, имеющих размеры более 5 тысяч га, образовавшихся благодаря сочетанию процессов зарастания водоёмов и заболачивания суходолов [6, 7].

Вологодская область уникальна разнообразием бассейнов стока разного уровня. По её территории проходит водораздел Евразии между бассейнами стока Северного Ледовитого океана (Белого моря – Северной Двины), Атлантического океана (Балтийского моря – Онежского озера) и бассейна внутреннего стока (Каспийского моря – Волги). Наибольшей площадью и сложностью структуры отличается бассейн Белого моря, занимающий 2/3 области и включающий шесть региональных бассейнов с разнообразно ориентированным стоком [8].

В вологодской части бассейна Белого моря по типологии И.Д. Богдановской-Гиенэф [9] распространены две группы типов верховых болот: «фускум» и «магелланикум». Такие названия группы получили по преобладающим видам сфагновых мхов в травяно-моховом ярусе (*Sphagnum fuscum* (Schimp.) H.Klinggr. и *S. magellanicum* Brid. соответственно). По более дробной классификации Т.К. Юрковской [2] «фускум» болота относятся к группе Северовосточноевропейских сфагновых верховых болот и двум типам (кассандрово-морошково-сфагновые печорско-онежские и сосново-пушицево-кустарничково-сфагновые северовосточноевропейские). В свою очередь «магелланикум» болота определены в группу Восточноевропейских сфагновых верховых болот и включают лишь один тип (сосново-кустарничково-сфагновые среднерусские). Учитывая, что в развитии и распространении верховых болот бóльшую роль играют климатические факторы, ареалы ниже охарактеризованных типов верховых болот не везде совпадают с границами водосборных бассейнов.

Основной целью настоящей работы является характеристика печорско-онежских и среднерусских верховых болот на территории Вологодской обл. Характеристика болот приводится на основании обобщения результатов полевых исследований 2005–2010 гг., выполненных в отдельных частях вологодской части водосбора Белого моря. Всего обследовано около 40 верховых болотных массивов.

Кассандрово-морошково-сфагновые **печорско-онежские** верховые болота являются одним из широко распространённых типов болот в области, находящимся на южном пределе своего распространения. По территории области граница проходит по восточному берегу Онежского озера, вдоль Волго-Балтийского водного пути (р. Вытегра, р. Ковжа, южный берег оз. Белое, р. Шексна), далее по линии к северу от п.г.т. Шексна до с. Кубенское, огибая юго-западный берег оз. Кубенское, вдоль правого берега р. Сухона приблизительно до 60° с.ш. и далее на восток в сторону Кировской обл. и Республики Коми. Общая площадь северовосточноевропейских верховых болот в границах области достигает 8–10% территории (уст. сообщ. И.В. Филоненко).

Нами печорско-онежские верховые болота обследованы в Сямженском (болото Шиченгское), Сокольском (болота Алексеевское-1, Слудка, Дурковское, Морженга), Усть-Кубинском (болото Большой Мох), Тарногском (болото Норушкинское), Харовском (болото Аламбаш), Верховажском (болото близ с. Шелота) районах.

Болота располагаются в основном на водоразделах и имеют различную площадь, как правило, не превышающую 1–2 (реже 10) тысяч га (за исключением приозёрных болот оз. Воже). Для печорско-онежских болот характерна слабо выпуклая поверхность и нечёткая дифференциация на морфологические части. Наличие сосны (*Pinus sylvestris* L. f. *willkommii* и f. *litwinowii*) и значительное её участие в растительном покрове не только гряд, но

и вершины является характерным признаком печорско-онежских болот [2]. Площади гряд уступают площадям мочажин. Гряды обычно невысокие (до 0.3–0.4 м) и относительно широкие 3–4 м. На грядах обязательно господствует, имея также высокое обилие и постоянство, *Sphagnum fuscum*, а также наиболее часто отмечаются *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench, *Rubus chamaemorus* L., *Oxycoccus palustris* Pers., *Sphagnum angustifolium* (C.E.J. Jensen ex Russow) C.E.O. Jensen, встречаются также *Andromeda polifolia* L., *Eriophorum vaginatum* L., *Carex pauciflora* Lightf., *Drosera rotundifolia* L. В мочажинах обычны *Sphagnum balticum* (Russow) C.E.O. Jensen, *S. majus* (Russow) C.E.O. Jensen, *S. cuspidatum* Ehrh. ex Hoffm., *Eriophorum vaginatum*, *Scheuchzeria palustris* L., *Carex limosa* L., чуть реже встречаются *Drosera anglica* Huds.и *Rhynchospora alba* (L.) Vahl. В мочажинах обычно, но малообильно произрастают *Cladopodiella fluitans* (Nees) H.Buch и *Mylia anomala* (Hook.) S.Gray. По окрайкам, как правило, развит заболоченный сосняк сфагновый с примесью *Betula pubescens* Ehrh. Во вторичных озерках можно встретить отдельные экземпляры *Nymphaea candida* J. et C. Presl. Весьма редко отмечается красная водоросль *Batrachospermum turfosum* Bory. [10].

Сосново-кустарничково-сфагновые **среднерусские** верховые болота в области находятся на одном из северных пределов своего распространения. В пределах вологодской части водосбора граница среднерусских болот совпадает с южной границами печорско-онежских и западнорусских верховых болот. Общая площадь восточноевропейских верховых болот в границах области – менее 5% территории (уст. сообщ. И.В. Филоненко).

Достаточно детально среднерусские болота описаны В.Д. Лопатиным [11] и В.П. Денисенковым [12 и др.]. Нами данный тип болот изучался в Междуреченском р-не (болото Егорьевское).

Среднерусские болота занимают небольшие площади (редко превышающие 1 тысячу га), на водоразделах и вторых надпойменных террасах обычно имеют симметричное строение, на склонах третьей террасы – асимметричное [2]. Отличительными чертами среднерусских верховых болот является господство в моховом покрове *Sphagnum magellanicum*, обязательное наличие густого (сомкнутость 0.4–0.6) древесного яруса из *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* и f. *uliginosa*; среди кустарничков преобладает кассандра и багульник, среди трав – *Eriophorum vaginatum*, *Scheuchzeria palustris*; в моховом ярусе мочажин обычны *Sphagnum cuspidatum*, *S. balticum*, *S. majus*). Почти не встречаются *Sphagnum fuscum*, *Rhynchospora alba*, *Empetrum nigrum* L., *Oxycoccus microcarpus* Turcz. ex Rupr. Периферийные ценозы, как правило, ев- или мезотрофные.

Учитывая, что анализируемые типы верховых болот находятся на одном из пределов своего распространения, их характерные признаки выражены слабо и зачастую пересекаются с признаками и (или) чертами смежных типов, возникает методические проблема при отборе материала для анализа и оценки роли атмосферного переноса тяжёлых металлов и радиоизотопов.

Противоречия связаны с тем, что для корректного анализа необходимо использовать один и тот же вид сфагновых мхов. Речь идёт об использовании либо *Sphagnum fuscum*, либо *S. magellanicum* (фактически это два сменяющих в пределах ареала верховых болот вида сфагнов).

С одной стороны, «фускум» верховые болота на территории Вологодской области преобладают. С другой стороны, при необходимости оценки воздействия предприятий Череповца и его промзоны, в окрестностях города практически невозможно найти подходящего болота для отбора образцов *Sphagnum fuscum* (часть болот осушена, часть подверглась торфодобыче, часть относится к среднерусским).

При использовании в качестве индикатора *Sphagnum magellanicum* возникают другие проблемы. Сфагнум магелланский можно найти на многих болотах области (не только среднерусских, где он преобладает, но и на «фускум» верховых болотах), но адекватное сравнение результатов возможно лишь с более южными регионами (Тверская, Ярославская, Костромская, Московская обл.).

В целом, для оценки роли атмосферного переноса тяжёлых металлов и радиоизотопов и получения общей картины распределения в пределах всего водосборного бассейна Белого моря (несмотря на невозможность получения сопоставимых материалов с очень небольшой по площади южной части водосбора, где доминируют среднерусские верховые болота) наиболее приемлемо в качестве индикатора использовать *Sphagnum fuscum*. Сведения о содержании тяжёлых металлов в сфагновых мхах Вологодской области можно найти в ряде публикаций [13, 14, 15].

Автор выражает признательность И.В. Филоненко за помощь в работе с картографическим материалом и В.П. Шевченко за поддержку в проведении исследований последних лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кац Н.Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. М.: ОГИЗ, 1948. 320 с. + 8 л. вкл.

2. Юрковская Т.К. География и картография растительности болот Европейской России и сопредельных территорий. СПб., 1992. 256 с.

3. Вомперский С.Э., Сирин А.А., Цыганова О.П., Валяева Н.А., Майков Д.А. Болота и заболоченные земли России: попытка анализа пространственного распределения и разнообразия // Изв. РАН. Сер. геогр. 2005. №5. С. 39–50.

4. Новиков С.М., Усова Л.И. К оценке площади болот, заболоченных земель и прогнозных запасов торфа на территории Российской Федерации // Сб. работ по гидрологии. СПб., 2002. Вып. 25. С. 3–10.

5. Филоненко И.В. Дешифровка водно-болотных угодий Вологодской области по космическим снимкам Landsat в рамках программы «ГЭП-анализ сети ООПТ на северо-западае России» // Организмы, популяции, экосистемы: проблемы и пути сохранения биоразнообразия. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием (Вологда, Россия, 24–28 ноября 2008 г.). Воло-

гда, 2008. С. 317–319.
6. Абрамова Т.Г. Болота Вологодской области, их районирование и сельскохозяйственное использование // Северо-Запад европейской части СССР. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1965. Вып. 4. С. 65–93.
7. Филиппов Д.А. Флора и растительность болот // Природа Вологодской области. Вологда: Изд. Дом Вологжанин, 2007. С. 218–226.
8. Максутова Н.К. Формирование и ландшафтная структура водосборных бассейнов Вологодской области // Антропогенные сукцессии водосборов таёжной зоны: биоиндикация и мониторинг: Сб. ст. Вологда, 2007. С. 17–30.
9. Богдановская-Гиенэф И.Д. Типы верховых болот СССР // Тр. 2-го Всесоюз. геогр. съезда. М., 1949. Т. 3. С. 144–152.
10. Чемерис Е.В., Филиппов Д.А. *Batrachospermum turfosum* (*Batrachospermaceae*, Rhodophyta) в водоёмах верховых болот Вологодской области // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 3. 2010. Вып. 3. С. 49–53.
11. Лопатин В.Д. Растительные ассоциации и фации болота «Чистый мох» // Учён. записки Ленингр. гос. ун-та. Сер. геогр. наук. Л., 1956. Т. 213. Вып. 11. С. 240–256.
12. Денисенков В.П. Растительность и стратиграфия залежи болот Дарвинского заповедника: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. Л., 1969. 23 с.
13. Поляков Ю.А., Кутова Т.Н., Леонтьев А.М., Сергачева И.А. Радиоактивность растений Дарвинского государственного заповедника (по данным 1958–1959 гг.) // Тр. Дарвин. гос. заповедника. Вологда: Вологод. кн. изд-во, 1961. Вып. VII. С. 147–173.
14. Калуцков В.Н., Большаков В.А., Сорокин С.Е., Тонконогова Р.Н. Исследование сфагновых мхов верховых болот в сфере воздействия завода чёрной металлургии // Бюл. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1983. Вып. 35. С. 50–52.
15. Шевченко В.П., Филиппов Д.А., Гордеев В.В., Демина Л.Л. Содержание тяжёлых металлов в сфагновых мхах Вологодской области // Современные проблемы науки и образования. 2011. № 4; [URL: www.science-education.ru/98-4714 (дата обращения: 07.09.2011).].

The paper describes the characteristic and features of Pechora-Onega and Central Russian raised bogs on the Vologda part of the White Sea catchment area and advantages of use *Sphagnum fuscum* as the indicator of atmospheric pollution by heavy metals of its territory.

Чульцова А.Л.
(Северо-западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Архангельск, an-2345@yandex.ru)

Исследование химических показателей снега, льда и воды устьевой области реки Северной Двины в зимнюю межень 2011 г.

Chultsova A.L.
(North-western Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Arkchangelsk)

Research of chemical indexes of snow, ice and water in the mouth of the Northern Dvina River in winter period, 2011

В период зимней межени в 2011 г. (26 марта – 7 апреля) в устьевой области реки Северной Двины Северо-западным отделением (СЗО) ИО РАН были проведены гидролого-гидрохимические исследования. Отбирались пробы снега, льда и воды в подлёдном и придонном слоях в фазу малой и полной воды на 20 станциях. Получены данные по толщине снежного и ледового покрова и его состояние на станциях отбора проб. Пробы льда и снега раскладывались в герметично закрывающиеся пластиковые вёдра для естественного оттаивания, затем, также как и пробы воды, фильтровались через ядерные фильтры диаметром 47 мм с диаметром пор 0,45 мкм (ОИЯИ, г. Дубна). При выявлении льда (на станциях отбора проб) с чётко выраженными слоями, выпиливался дополнительный керн льда. Один керн растаивали целиком, второй распиливали по характерным слоям на отдельные пробы. Определение концентрации элементов (общего фосфора и его составляющие минеральный и органический фосфор, нитритный и аммонийный азот, растворённый кремний) проводилось по общепринятым методикам, наиболее подходящим для данных объектов исследования [1, 2, 3].

В период исследований слой снега был плотно слежавшимся бело-серого цвета, иногда с коркой наста, от 5 до 20 см. Концентрации минерального фосфора в пробах снега (или растворённого неорганического фосфора, или фосфатного фосфора) значительно выше, чем концентрации органического фосфора. Максимальное превышение (в 20 раз) отмечено в пробе снега, отобранной на ст. 9, в Мурманском рукаве на траверзе с. Красное. Исключением была проба, отобранная на ст. 1п (в 100 м от правого берега и около 100 м ниже ЖД моста), здесь превышение органического фосфора составило в 2,6 раза над минеральным фосфором. В этой же пробе определена максимальная концентрация органического фосфора (42,7 мкг/л). В пробах снега доля органического в общем фосфоре выше на станциях отбора проб в центре города, что объясняется антропогенным воздействием. Максимальная концентрация минерального и общего фосфора отмечена на ст. 1л (в 100 м от левого берега и около 500 м выше ЖД моста). По имеющимся данным

наших исследований в предыдущие годы, максимальные концентрации минерального фосфора в снегу отмечались также у ЖД моста [4, 5]. В таблице 1 представлены статистические параметры концентрации фосфора (общего, минерального и органического) в пробах снега, льда и воды. В качестве оценки центра распределения, использовалась медиана.

Таблица 1. Статистические параметры концентрации фосфора, р. Северная Двина, зимняя межень, 2011 г.

	снег			лёд			вода		
	общ P	P-PO_4	P орг	общ P	P-PO_4	P орг	общ P	P-PO_4	P орг
	мкг/л								
среднее	26,7	17,7	10,1	15,2	6,0	10,5	48,1	33,5	16,6
медиана	17,8	15,8	2,7	12,9	5,7	6,6	39,7	31,6	7,8
макс	60,3	33,5	42,7	42,6	16,8	38,6	80,7	70,0	54,6
мин	9,3	6,4	1,2	5,3	1,0	0,8	24,7	22,2	0,4
кол-во проб	9	16	9	15	20	15	42	65	42

При анализе проб кернов льда (толщина кернов льда от 25 до 78 см) преобладание концентрации минерального над органическим фосфором, как в снегу, не выявилось. Из 15 проанализированных кернов в 9 случаях органического фосфора было больше, чем минерального. В кернах льда, отобранных на ст. 1п и на ст. 13 (у пос. Пинега) отмечено максимальное превышение концентрации (в 10 раз) органического над минеральным фосфором. На ст. 1п: $P_{орг}$ - 38,6 и $P_{мин}$ - 3,95 мкг/л; на ст. 13 и 19,3 и 1,97 мкг/л. Наибольшая изменчивость концентрации фосфора в слоях одного керна отмечена в протоке Кузнечихе. Минерального фосфора (до 10 мкг/л) на ст. 17 (порт Экономия) и органического фосфора (до 5 мкг/л) на ст. 3 (выше причалов Нефтебазы). Максимальная концентрация минерального фосфора в отдельных слоях одного керна выявлена в верхнем слое льда на ст. 10 (устье Мурманского рукава, между островами Голец и Кумбыш) – 53,8 мкг/л (место традиционного зимнего лова рыбы). В 5 кернах, исследуемых по отдельным слоям, концентрация фосфатного фосфора в верхнем слое оказалась выше в трёх случаях.

В пробах воды из устьевой области реки Северной Двины концентрации минерального фосфора, в основном, превышали концентрации органического фосфора. В Корабельном рукаве, его средней части (ст. 14 и ст. 15) это превышение было в 83 раза ($P_{мин}$ - 32-36 - и $P_{орг}$ - 0,4 мкг/л). Исключением были пробы с максимальной концентрацией органического фосфора на ст. 1п и 1л в обе фазы отбора (ПВ и МВ), где превышение концентрации органического фосфора над минеральным составило в 2 раза ($P_{орг}$ - 43-55 и $P_{мин}$ - 22-32 мкг/л). У ЖД моста (на ст. 1п и 1л), помимо авто и железнодорожного транспорта, оказывает воздействие дренажный сток на правом и промышленные стоки с портовой площадки на левом берегу реки. Зафиксированное

максимальное значение концентрации минерального фосфора – 70 мкг/л (в фазу МВ) отмечено в районе порта Экономии в протоке Кузнечихе, что так же фиксируется в наших исследованиях в предыдущие годы [4, 5] и объясняется антропогенным загрязнением (поступление сточных, ливневых вод через канализационные специализированные выпуски) [6]. Средняя концентрация минерального фосфора в пробах воды (57 проб) устьевой области, за исключением протоки Кузнечихи – 30 мкг/л, что ниже в 2 раза, чем средняя концентрация в самой протоке Кузнечихе (8 проб – 56 мкг/л). Незначительное повышение концентрации минерального фосфора в фазу ПВ (на 1-3 мкг/л) на морской границе устьевой области связано с поступлением морской воды в рукава реки Северной Двины. По материалам многолетних наблюдений Севгидромета (1967-1985 гг.) содержание фосфатного фосфора для водотоков дельты, в медианном выражении для периода зимней межени составляло – 16-49 мкг/л [7].

Максимальные значения нитритного азота отмечены в пробах снега со ст. 9 (в Мурманском рукаве у с. Красное - 19,51 мкг/л) и на ст. 1п (ЖД мост у правого берега – 12,9 мкг/л) и ст. 17 (район порта Экономии в протоке Кузнечихе – 10,2 мкг/л). При исключении этих 3 проб из расчётов, средняя концентрация нитритного азота в пробах снега (13 проб) уменьшается вдвое, до 2,5 мкг/л. Также, на ст. 1п отмечено максимальное значение нитритного азота в керне льда (2,4 мкг/л). В верхнем слое керна льда со ст. 10 (устье Мурманского рукава, между островами Голец и Кумбыш) измерено максимальное значение нитритного азота – 11,2 мкг/л (в этом же слое отмечена максимальная концентрация фосфатного фосфора). В 5 кернах, исследуемых по отдельным слоям, концентрации нитритного азота были выше в верхних слоях. Статистические параметры концентрации нитритного и аммонийного азота в пробах снега, льда и воды представлены в таблице 2.

Таблица 2. Статистические параметры концентрации нитритного и аммонийного азота, р. Северная Двина, зимняя межень, 2011 г.

	снег	лёд	вода	
	$N\text{-}NO_2^-$	$N\text{-}NO_2^-$	$N\text{-}NO_2^-$	$N\text{-}NH_4^+$
мкг/л				
среднее	4,7	0,9	2,7	40,5
медиана	2,4	0,8	2,2	25,8
макс	19,5	2,4	7,6	239,3
мин	0,2	0,1	1,2	аналит. ноль
кол-во проб	16	20	65	61

Максимальные концентрации нитритного и аммонийного азота в воде отмечены в протоке Кузнечихе. Средние концентрации нитритного и аммонийного азота в воде протоки Кузнечихи, также как и фосфатного фосфора, выше, чем средние концентрации в устьевой области. Например, средние

концентрации нитритного азота в протоке - 5,9 мкг/л (8 проб) и остальной части устьевой и области - 2,2 мкг/л (57 проб); аммонийного азота - 153,6 мкг/л (6 проб) и 28,1 мкг/л (56 проб). По материалам многолетних наблюдений Севгидромета (1967-1985 гг.) медианы для аммонийного азота в зимнюю межень составляли 70-385 мкг/л при наибольших значениях в нижнем участке протоки Кузнечихи [7].

Диапазон изменения в пробах снега растворённого кремния более значителен, чем во льду, что связано с пропитыванием снеговой пробы речной водой. В 5 кернах, исследуемых по отдельным слоям, концентрации растворённого кремния были выше в верхних слоях. Наибольшую однородность в воде рукавов реки Северной Двины имеет растворённый кремний. Для него характерен отчётливо выраженный сезонный ход с зимним максимумом и снижением концентрации к морской границе устьевой области. В период ледостава уменьшение водности реки ведёт к увеличению концентрации растворённого кремния в воде. А поступление морских вод с приливом в устьевую область ведёт к заметному понижению концентрации этого элемента в воде. Так, в фазу ПВ концентрация растворённого кремния понижалась в 3 раза. Статистические параметры концентрации растворённого кремния в пробах снега и льда и воды представлены в таблице 3. Средняя многолетняя концентрация кремния в водотоках дельты по материалам многолетних наблюдений Севгидромета 1967-1985 гг. для весеннего половодья составляла 4400 – 5000 мкг/л [7].

Таблица 3. Статистические параметры концентрации растворённого кремния, р. Северная Двина, зимняя межень, 2011 г.

	снег	лёд	вода
Si, мкг/л			
среднее	367,6	156,4	4270
медиана	117,6	148,7	4620
макс	2170	405,9	5010
мин	10,3	10,3	1365
кол-во проб	16	20	65

В целом, в зимнюю межень 2011 г. концентрации определяемых элементов в воде лежали в рамках средних многолетних значений и соответствовали сезонному ходу. Участки с наибольшим содержанием биогенных веществ в снежном и ледовом покрове дельты реки находятся в центральной части г. Архангельска (ЖД мост) и в районе порта Экономии. На структуру льда, на величины содержания биогенных элементов в нём, их изменчивость по вертикали (в керне льда) влияют условия ледообразования, концентрации биогенных элементов самой реки и приближённость к антропогеннозагрязнённым районам.

Автор благодарит организаторов и участников научных исследований

весной 2011 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. РД 52. 10. 243 – 92. Руководство по химическому анализу морских вод. СПб. 1993. 264 с.
2. Современные методы гидрохимических исследований океана. М. АН СССР. Институт океанологии им. П.П. Ширшова. 1992. 200 с.
3. Чульцова А.Л. Методы комплексного изучения содержания взвешенного вещества и биогенных элементов в период ледостава // Сборник трудов V международной научно-практической конференции «Экологические проблемы. Взгляд в будущее. СОЛ «Лиманчик». ЗАО «Ростиздат», Ростов-на-Дону. 2008. С. 512-514.
4. Чульцова А.Л., Скибинский Л.Э. Распределение биогенных веществ в снежном и ледовом покровах устьевой области реки Северной Двины // Матер. Всероссийской научной конференции, посвящённой Международному Полярному Году (2007-2008 гг.) «Исследования Российской Арктики: прошлое, настоящее, будущее». Архангельск: Арх. центр РГО. 2008. С. 205-211.
5. Чульцова А.Л. Оценка состояния биогенных элементов в зимнюю межень 2007-2008 гг. в дельте реки Северной Двины // Матер. XVIII Международной конференции (школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». Москва. Изд-во: ГЕОС. 2009. Т. 3. С. 268-271.
6. Мискевич И.В. Оценка влияния сброса сточных вод Соломбальского ЦБК на водоснабжение города Архангельска и других населённых пунктов. Архангельск. 2008. 68 с.
7. Кузнецов В.С., Мискевич И.В., Зайцева Г.Б. Гидрохимическая характеристика крупных рек бассейна Северной Двины. Л., Гидрометеоиздат, 1991. 195 с.

Research of chemical indexes of snow, ice and water allows to estimate the level of accumulation and way of receipt of biogenic elements in these environments.

Шевченко В.П.[1], Политова Н.В.[1], Георгиев А.П.[2], Гусакова А.И.[1], Клювиткин А.А.[1], Кравчишина М.Д.[1], Левченко О.В.[1], Мутовкин А.Д.[1], Новигатский А.Н.[1], Толстиков А.В.[2], Филиппов А.С.[1], Чульцова А.Л.[3]

([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, vshevch@ocean.ru; [2]Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; [3]Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Архангельск)

Многодисциплинарная экспедиция в Белое море в июле 2011 г. на НИС "Эколог": предварительные результаты

Shevchenko V.P.[1], Politova N.V.[1], Georgiev A.P.[2], Gusakova A.I.[1], Klyuvitkin A.A.[1], Kravchishina M.D.[1], Levchenko O.V.[1], Mutovkin A.D.[1], Novigatsky A.N.[1], Tolstikov A.V.[2], Filippov A.S.[1], Chultsova A.L.[3]

([1]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; [2]Institute on Northern Water Problems of Karelian RC RAS, Petrozavodsk; [3]North-Western Branch of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

Multidisciplinary expedition to the White Sea in July 2011 on-board the RV "Ekolog" – preliminary results

В период с 4 по 12 июля 2011 г. в Белом море была проведена экспедиция на борту НИС "Эколог", организованная Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Институтом водных проблем Севера Карельского НЦ РАН. Исследования проводились в рамках проекта "Система Белого моря" (руководитель – академик А.П. Лисицын) [1] и проекта по изучению особенностей природных процессов в районах приливных побережий Белого моря (руководители чл.-корр. РАН Ю.С. Долотов и чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов) [2]. В экспедиции участвовали сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (в том числе его Северо-Западного отделения) и Института водных проблем Севера Карельского НЦ РАН.

Целью экспедиции являлось многодисциплинарное исследование природной среды Белого моря в летний период с охватом всей системы океанологии (физики, химии, биологии и геологии) в их динамике и взаимодействии в пространстве и во времени (четырехмерный подход). В экспедиции решались **следующие задачи**:

1. Максимальное использование данных спутников цвета (построение карт распределения взвеси, хлорофилла, температуры). 2. Работа на ходу судна с отбором проб с поверхности для верификации данных спутников (хлорофилл, взвесь). 3. Гидрофизическое зондирование на станциях многопараметрическим зондом CTD 90M (Sea & Sun) с определением температуры, солености, мутности и ряда других параметров. 4. Определение глубины видимости диска Секки. 5. Отбор проб воды с поверхности и из водной

толщи и её фильтрация через ядерные и стекловолокнистые фильтры для определения количественного распределения и состава взвеси и исследования состава растворённой фазы. 6. Изучение бактерио- и фитопланктона. 7. Подъем буйковых станций с седиментационными ловушками, поставленных в июле 2010 г. в рейсе НИС “Эколог”, и постановка новых станций. 8. Отбор проб донных осадков дночерпателем и трубкой Неимисто. 9. Геофизические работы с помощью высокочастотного эхолота-профилографа “SES-2000 standard”.

В экспедиции судном было пройдено 767 морских миль, выполнено 35 станций, расположение которых показано на рисунке. Методы исследований описаны в ряде работ [1–3].

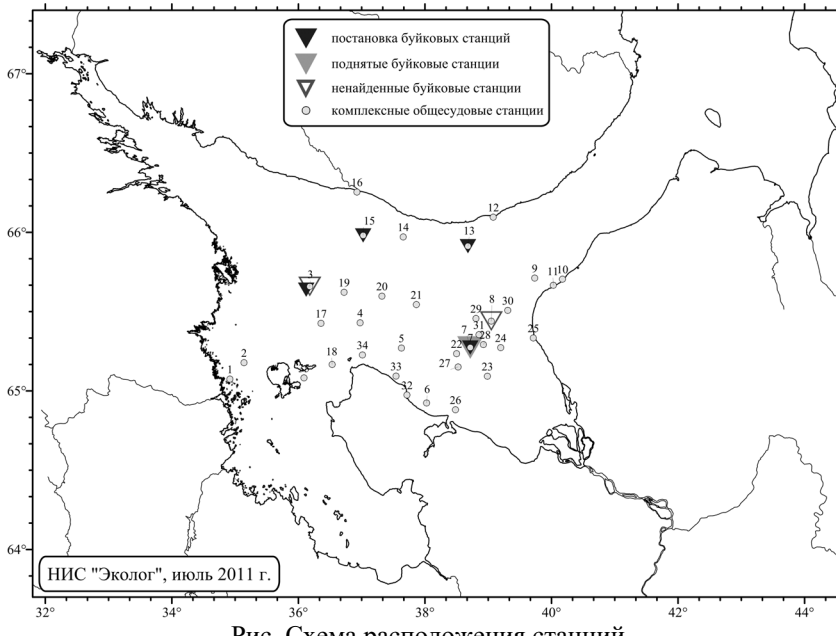


Рис. Схема расположения станций.

Измерения показали, что для данного времени года характерно классическое летнее распределение температуры Белого моря [4, 5]. Наиболее холодный район – Горло, где температура поверхности колебалась в пределах 4–5°С, слабо изменяясь с глубиной. Наиболее теплые районы: акватория Летнего берега (около 14°С) и устье р. Варзуга – около 15°С на поверхности (Терский берег). Практически на всех станциях наблюдалась хорошо выраженная стратификация водной массы, прослеживался суточный термоклин. Сезонный термоклин находился на горизонтах 10–20 м для большей части моря и 20–30 м (р-н Терского берега и центральная часть Бассейна). Темпе-

ратура придонного горизонта для большинства районов измерений составила –1°С. В Горле и у Летнего берега придонные температуры положительные и соответствуют значениям в несколько градусов выше нуля. Наиболее сложная картина вертикального распределения гидрофизических параметров отмечается в районах, приуроченных к фронтальным зонам: устье Двинского залива (ст. 7, 23), м. Вепревский (ст. 10), м. Никодимский (ст. 12). Здесь наблюдаются значительные колебания температуры воды с глубиной. Такое распределение температуры связано со сложной динамикой течений в указанных районах. Соленость на поверхности моря по станциям измерений колебалась от 15‰ (устье р. Варзуги, ст. 16) до 28‰ (оконечность Онежского п-ва, ст. 34), в том числе, в центре Бассейна – от 25 до 26‰ (ст. 19, 20). В вертикальном распределении выражен галоклин. Положение галоклина в целом соответствует положению термоклина (от 10 до 20 м). С глубиной соленость повышается до 29‰ в глубоководных районах моря (ст. 3, 19, 20).

Для распределения мутности характерен пик на 3–5 м для всего моря, но с глубиной наблюдаются значительные колебания, в зависимости от района. Так, в устье Двинского залива выражены два пика мутности на горизонтах, близких к 20 и 50 м (ст. 8, 28). В центре Бассейна пики были на глубине около 50 и 90 м (ст. 19–21), ближе к Терскому берегу максимум был в слое 0–10 м (ст. 13–15), а непосредственно у Терского берега и у Летнего берега – в слое 1–2 м (ст. 12, 16; 6, 26, 32, 34). В июле 2011 г. концентрация взвеси была на уровне среднего многолетнего значения и составляла 0,96 мг/л, варьируя от 0,50 до 1,79 мг/л. Наибольшие концентрации тяготеют к восточной части Двинского залива и Горлу, где формируется сложная структура взвесенесущих потоков.

В период вегетации степень развития фитопланктона значительно варьирует в разных районах Белого моря [6]. Характер распределения хл «а», в общем, близко к характеру распределения взвеси в Белом море. Наибольшие его концентрации наблюдаются в Онежском, Двинском и Мезенском заливах, что связано с выносом биогенных элементов с речным стоком. Вертикальное распределение хл «а» в Белом море, в целом, соответствует закономерностям, установленным ранее для Мирового океана [7]. Летом наиболее высокие концентрации хл «а» обнаружены в верхнем слое водной толщи (примерно 0–10 м). В июле 2011 г. в фотическом слое моря хл «а» обычно находился в активном состоянии, то есть основная доля фотосинтетических пигментов приходилась на функциональный хл «а»: его средняя доля от суммы хл «а» и феофитина «а» составляет 16%. Максимум фотосинтетической активности, на которую косвенно указывают повышенные концентрации хл «а», обычно проявляется в подповерхностных горизонтах водной толщи моря на глубинах около 5 м.

В стратифицированных водах Белого моря на вертикальном профиле распределения хл «а» часто отмечается пик непосредственно над слоем

пикноклина, что обусловлено соответствующим вертикальным распределением фитопланктона и зависит от различных стадий сукцессии его сообществ [8]. Глубже слоя скачка плотности концентрация этого пигмента закономерно уменьшается с увеличением глубины моря; наиболее низкие концентрации (около 0,5 мкг/л и менее) наблюдались в промежуточных и особенно придонных водах баренцевоморского генезиса.

На профилях SES четко проявляются все основные типы четвертичных отложений нижняя – коренной субстрат, средняя – ледниково-морские отложения и верхняя – морские осадки [9]. На одних участках профиля виден характер резкого фациального перехода этих отложений, на других – характерные аккумулятивно–эрозионные формы на дне, обусловленные активным гидродинамическим режимом Белого моря [10]. Последующая интерпретация полученных данных высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования позволит детально охарактеризовать строение верхней части осадочного покрова, что, в свою очередь, позволит уточнить особенности седиментогенеза в Белом море в плейстоцене-голоцене.

В предыдущих рейсах морские отложения Белого моря были изучены нами достаточно хорошо, но состав и строение более древних четвертичных толщ осадков слабо исследован и представляет для нас большой интерес. Основываясь на записи сейсмограмм, в Двинском заливе и на границе Бассейн – Двинский залив мы отобрали пелитовые сильно уплотненные осадки предположительно ледниково-морского типа. Дальнейшие минералого-геохимические исследования помогут выявить различия и особенности морских и ледниково-морских осадков Белого моря.

Получен большой объем данных и проб. Проводится обработка материала.

Авторы благодарят экипаж НИС “Эколог” за помощь в экспедиции, академика А.П. Лисицына, чл.-корр. РАН Н.Н. Филатова, чл.-корр. РАН Ю.С. Долотова, В.Н. Коваленко, О.В. Копелевича за поддержку, С.В. Вазюлю за анализ спутниковых данных. *Финансирование экспедиции осуществлялось при поддержке Программы 21 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект “Системные исследования морей Европейской части России”), РФФИ (грант № 09-05-00658) и гранта НШ-3714.2010.5.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А. и др. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Отв. ред. С.М. Шаповалов. М.: Научный мир, 2010. С. 559–597.

2. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Римский-Корсаков Н.А. и др. О проявлении морского и речного факторов в фазы прилива и отлива на береговых участках разной конфигурации Белого моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 110–122.

3. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. Гидрооптика и взвесь арктических морей // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 1. С. 70–79.
4. Шевченко В.П., Здоровеннов Р.Э., Кравчишина М.Д. и др. Системные исследования Белого моря в период летней межени 2009 г. в рейсе научно-исследовательского судна “Эколог” // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 666–670.
5. Белое море. Биологические ресурсы и проблемы их рационального использования. Части 1-2. Гл. ред. О.А. Скарлато. СПб: ЗИН РАН, 1995. 502 с.
6. Ильяш Л.В., Радченко И.Г., Кузнецов Л.Л. и др. Пространственная вариабельность состава, обилия и продукции фитопланктона Белого моря в конце лета // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 24–32.
7. Кобленц-Мишке О.И., Ведерников В.И. Первичная продукция // Океанология. Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977. С. 183–209.
8. Мордасова Н.В., Вентцель М.В. Особенности распределения фитопигментов и биомассы фитопланктона в Белом море в летний сезон // Комплексные исследования экосистемы Белого моря. М.: ВНИРО, 1994. С. 83–92.
9. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 1977. 236 с.
10. Левченко О.В., Щербаков Ф.А. Некоторые особенности строения дна восточной части Белого моря // Океанология. 2000. Т. 40. № 6. С. 933–941.

Multidisciplinary expedition to the White Sea was carried out on July 4–12, 2011 onboard the R/V "Ekolog”. Its objective was to study the White Sea system during summer mean water using multidisciplinary approach that includes all oceanological disciplines (physics, chemistry, biology and geology) in their dynamics and interaction in space and in time (the four-dimensional approach).

СИСТЕМА КАСПИЙСКОГО МОРЯ, 4-D ИССЛЕДОВАНИЯ

Амбросимов А.К.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Ambrosimov@ocean.ru)

Новые данные об образовании апвеллинга у восточного побережья Среднего Каспия

Ambrosimov A.K.
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

New data about formation apvelling at east coast of Middle Caspian Sea

Одной из задач при исследовании системы Каспийского моря является изучение факторов, влияющих на образование апвеллинга в восточной части Среднего Каспия, и оценка его характеристик. В отличие от западного берега восточное побережье представляет собой акваторию, изрезанную многочисленными мысами и бухтами. На основе данных по гидроакустическому зондированию профиля дна сейсмопрофилографом (SES-2000) и температурному сканированию водной толщи, полученных в экспедициях НИС «Рифт» 2008-2011 гг., подводный рельеф в районе апвеллинга довольно неоднородный. Здесь отмечаются значительные неровности дна в виде валов и поднятий. От мыса Песчаный в юго-западном направлении распространяется подводное Песчано-мысское поднятие, которое наряду с Мангышлакским порогом, по нашим данным, является ответственным за образование апвеллинга.

Существуют различные точки зрения на образование летнего апвеллинга у восточного побережья Среднего Каспия, в основном это:

- сгон воды северо-восточными ветрами, господствующими в летний период в этом районе моря, и замещение ее более глубоководными холодными водами;
- подъем воды сипами газов, в основном метана, поднимающимися из донных отложений над нефтегазовыми месторождениями;
- натекание вод циклонического круговорота Среднего Каспия на подводное поднятие у м. Песчаный и подпор вод у Мангышлакского порога, где происходят выталкивания глубоководных вод на поверхность.

Для получения более полных характеристик апвеллинга в 35-м рейсе НИС «Рифт» (июнь 2010 г.) было выполнено два меридиональных разреза (см. рис. 1) по 10 станций каждый с расстояниями между станциями 1.7-1.9 км и расстоянием между разрезами ~ 11.7 км. Выбор местоположения полигона определялся исходя из предположений, что рельеф Песчано-мысского поднятия (ПМП) в значительной степени определяет структуру течений в восточном секторе Среднего Каспия.

Анализ распределений поверхностной температуры, хлорофилла и растворенной органики по разрезам показывает, что при движении водных масс по склону вверх Песчано-мысского поднятия поверхностная

температура на более глубоководном разрезе растет с 21^0 до 22^0С, а на более мелководном падает с $22,6^0$С до $22,2^0$С. Хлорофилл на «глубоководном» разрезе уменьшается с 0,12 до 0,02 у.е., а на «мелководном» концентрация хлорофилла незначительна (0,02 у.е.) и при подъеме уменьшается практически до нуля, концентрация растворенной органики на первом разрезе растет с юга на север, а на втором практически не меняется.

В течение всего периода наблюдений регистрировались ветры северо-западных направлений (6-10 м/с), что не соответствовало утверждению о главенствующей роли северо-восточных ветров в образовании апвеллинга.

Анализ результатов наблюдений показал, что при подходе с южной стороны к ПМП при глубине моря около 200 м появляется вертикальная составляющая скорости течения величиной около 6 см/с, которая показывает, что воды здесь поднимаются вверх, перемещая термоклин ближе к поверхности. Данные измерителей течений, которые были установлены на станциях на свале глубин Песчано-мысского поднятия, указывают на разделение течений – одна его ветвь Песчано-мысским поднятием отводится на запад в глубоководную часть моря, а другая выдавливается на мелководную часть поднятия. При этом часть холодных вод, поднятых с глубины циклоническим круговоротом, отклоняется вправо к берегу и вдоль восточного побережья движется в противоположном направлении на юго-восток. После пересечения Песчано-мысского поднятия течение опускается в Южно-Бузачинский прогиб, после прохождения которого упирается в Мангышлакский порог, перед которым изотермы поднимаются кверху в результате подпора движущимися водами центрального круговорота, часть этих вод переваливает порог и распространяется на север, а другая - отворачивает на запад, замыкая циклонический круговорот. Сканирование водной толщи, выполненное с помощью «ныряющего» зонда «Баклан» показало (рис. 1), что профили температуры, солености по разрезу крайне возмущены, и местами изолинии подняты к поверхности моря. Распределение плотности, хотя имеет более сглаженный характер, однако, над северным и южным склонами Южно-Бузачинского прогиба изопикны приподняты кверху, т.е. часть течения между ними отворачивает на запад, и часть - на восточное побережье, образуя апвеллинг.

Как показали гидрохимические и микробиологические анализы проб воды над Песчано-мысским поднятием, на некоторых станциях наблюдались повышенные концентрации метана, достигающие 1,2 мкл/л, однако, такие концентрации не могут оказать реального влияния на поднятие холодных вод к поверхности. Сейсмоакустическое зондирование с помощью SES-2000 показало, что над нефтегазовым месторождением Нурсултан регистрировались метановые выходы. Однако количество обнаруженных сипов и их интенсивность носит локальный характер, что не

позволяет считать их вклад определяющим в образование апвеллинга.

Анализ наблюдений на полигоне «Восточный» показал, что течение основного циклонического круговорота Среднего Каспия перед Песчано-мысским поднятием раздваивается – одна часть отворачивает на запад и замыкает круговорот, а вторая, двигаясь на север, переваливает через поднятие и затем в районе Мангышлакского порога отворачивает на запад, где в северо-западной части круговорота смыкается с ним, образуя замкнутую систему. Таким образом, северная часть круговорота состоит из двух ветвей, более интенсивной южной и более размытой северной. Кроме того часть водных масс отворачивает к берегу и вдоль него движется на юг в обратном циклоническому круговороту направлении, о чем показывают диаграммы течений (рис. 2).

Результаты наблюдений показали, что ветер в основном влияет на поверхностное течение, и вполне возможны ситуации, когда за счет сильных ветров северо-восточных румбов могут происходить сгоны поверхностной воды и замена ее на более глубоководную по типу Черноморской боры. Однако метеоданные летних сезонов не подтверждают наличие постоянных сильных ветров северо-восточных румбов в Среднем Каспии. А так как нет постоянных ветров, то апвеллинг должен быстро рассасываться при изменении ветра на противоположное, а этого не происходит. Апвеллинг существует в летнее время довольно стабильно, так же как и стабильно существует циклонический круговорот Среднего Каспия. Часто апвеллинг называют летним, однако, возможно, что это не совсем так. Дело в том, что в зимний период верхний слой Каспийского моря очень сильно выхолаживается, и перепад температуры между приповерхностными и придонными водами составляет 1.5-2.5 градуса. Такое незначительное различие в температуре в зимний сезон в апвеллинге просто не ощущается.

The results of the researches executed in apvelling area at the east coast of Middle Caspian Sea on the IORAS expeditions are discussed. It is shown that the Peschano-Myssky raising and the Mangyshlaksky threshold are responsible for a raising of cold waters of cyclonic circulation to a sea surface.

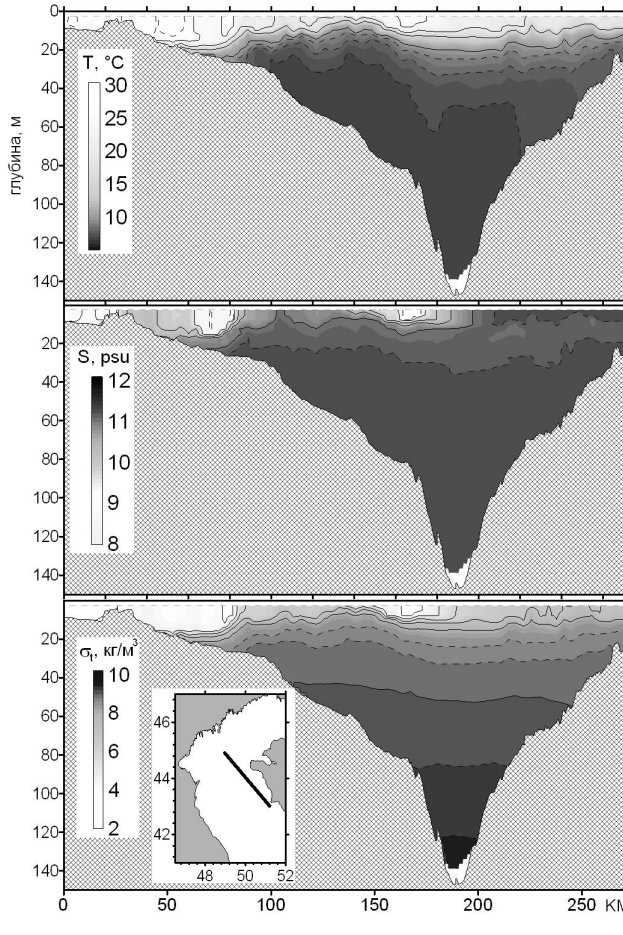


Рис. 1. Вертикальные профили температуры, солености и плотности, по данным «ныряющего» зонда «Баклан», выполненного в 29 рейсе НИС «Рифт» вдоль восточного побережья Среднего Каспия

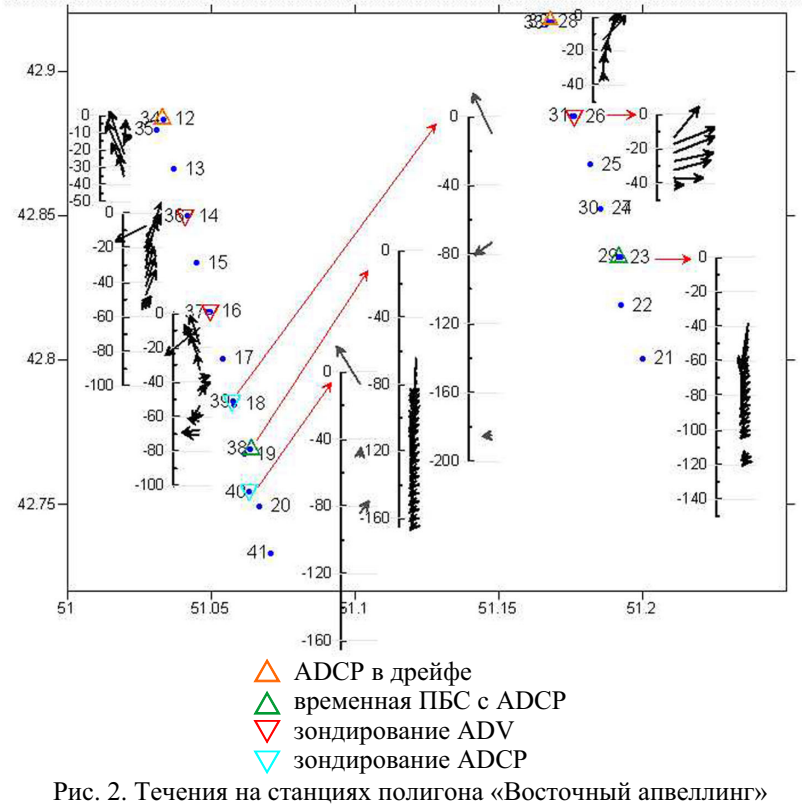


Рис. 2. Течения на станциях полигона «Восточный апвеллинг»

Амбросимов А.К.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Ambrosimov@ocean.ru)

Палеоканьоны Волги на дне Каспийского моря

Ambrosimov A.K.
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Paleocanyons of the Volga River at the bottom of the Caspian Sea

В 2010 году в экспедиции Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в северо-западной части Среднего Каспия было выполнено сейсмопрофилирование палеорусла Волги, обнаруженного ранее на дне моря. Поперечные разрезы профиля каньона были выполнены с помощью высокоразрешающего профилографа SES-2000 с глубины моря 80 м и до выхода палеоканьона в глубоководную часть Дербентской котловины на глубине 400 м. На площадке размерами 45х5 км было выполнено 98 галсов с длинами по 5 км и с расстояниями между галсами от 200 м до 2 км (рис. 1). По данным измерений SES-2000 глубина каньона составляет от 30 до 60 м относительно дна моря и ширина от 1 до 2 км. Генеральное простирание русла наблюдается в юго-восточном направлении.

Геометрия разрезов палеорусла указывает на то, что оно не заилено, промывается и является действующим. На рис. 2 в качестве примера представлен характерный поперечный разрез русла. Ширина поперечного разреза палеоканьона Волги на глубине 215 м составляет около 2 км и глубина около 40 м. Сейсмические разрезы по галсам были выполнены по направлению с северо-востока на юго-запад. На глубине моря около 400 м палеорусло широким раструбом выходит в глубоководную часть Дербентской котловины. В устье палеорусла Волги прослеживается конус выноса взвешенного материала. Почти на всех записях в осадочной толще наблюдаются погребенные каньоны в основном V-образной формы, крупные и мелкие по мощности и простиранию погребенные конусы выноса. Реликтовые эрозионные врезы – погребенные каньоны на профилях, чаще всего приурочены к современным каньонам.

Почти на всех разрезах правый (западный) борт каньона выше левого (рис. 1 и 2). При транзите наносов в виде суспензионно-мутьевых потоков взвеси легкие фракции силой Кориолиса отклоняются вправо и вверх, формируя местами прирусловой вал. Погребенный каньон маркируется неглубоким, на 2 – 3 метра, понижением в рельефе дна, с шириной менее 1 км. Видимая мощность заполнения каньонов достигает 50 м. Иногда на левых склонах каньона наблюдаются аккумулятивные террасы, которые могут быть связаны с поворотом русла, когда поток наносов замедляет скорость течения у левого борта и вызывает отложение более тяжелых фракций переносимого вещества (рис. 2).

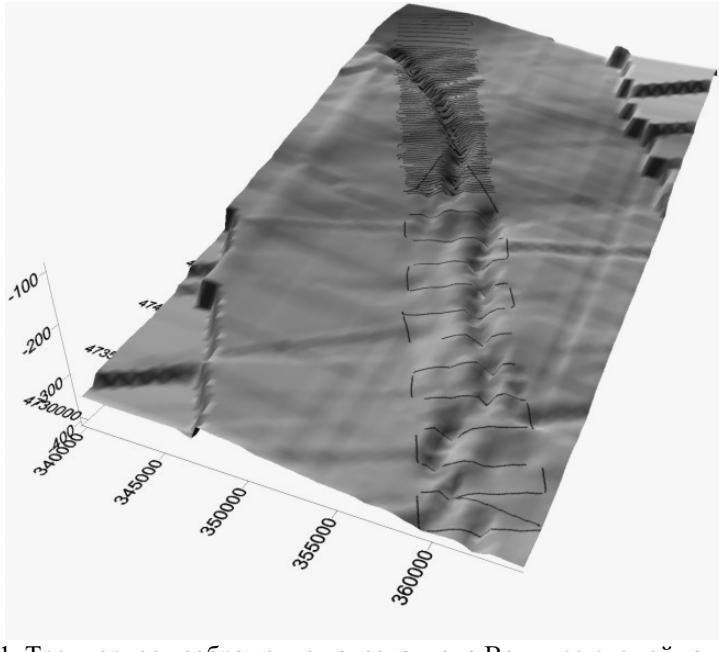


Рис. 1. Трехмерное изображение палеоканьона Волги со схемой галсов по данным сейсмопрофилирования в 35-м рейсе НИС «Рифт» в Каспийском море 05-07.06.2010 г.

Для распределения взвеси характерны высокие концентрации в верхнем перемешанном слое, которые затем постепенно снижаются и под слоем скачка становятся незначительными. В придонном слое концентрация взвеси минимальна, что также подтверждено данными распределения мутности у дна, измеренными нефелометром. А это, в свою очередь, позволяет утверждать, что канал промывается, т.е. по дну палеоканала осуществляется интенсивный транзит придонных вод в глубоководную часть моря.

Анализ донных осадков, полученных драгированием дна каньона с помощью дночерпателя в районе постановки притопленной буйковой станции (ПБС), показал, что донные осадки – это сильно разжиженный глинистый ил серого цвета.

В 2009 году в 32-м рейсе НИС “Рифт» в каньоне палеорусла на глубине 415 м была установлена ПБС с измерителем течений «Поток-М», расположенным в 10 м от дна каньона. Глубина каньона относительно морского дна в точке постановки «Потока» составляла 30-60 м. Поднятый в 2010 году (35-й рейс НИС “Рифт») прибор показал, что течение у дна палеорусла осуществляется в направлении простирания каньона на юго-

юго-запад со скоростями 10-20 см/с. Это показывает, что придонные воды, минуя транзит вдоль западного побережья Среднего Каспия, выносятся по палеоруслу в глубоководную часть Каспийского моря.

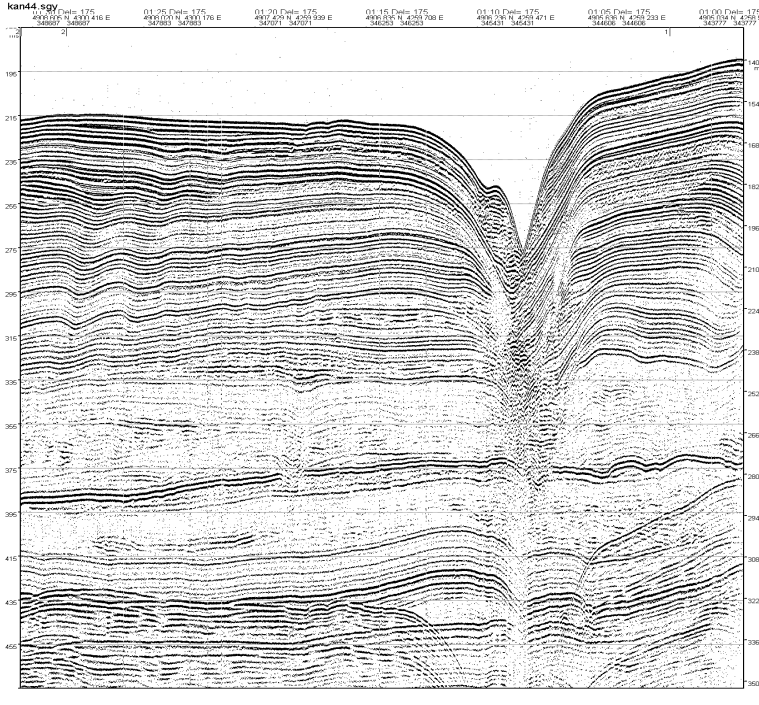


Рис. 2. Поперечный разрез палеорусла Волги на глубине 215 м с аккумулятивной террасой на восточном борту каньона

Анализ профиля течения над палеоканьоном в момент постановки ПБС 14 сентября 2009 года показал высокую вертикальную переслоенность течений. Так, в верхнем однородном слое течение было направлено на север и северо-восток со скоростями 10-20 см/с, под термоклином с глубины 50 м до 150 м скорость течения была небольшой – всего 2-3см/с восточного направления, затем, ниже, с глубины 200 м течение развернулось на юг со скоростями 5-7 см/с. С глубины 250 м течение вновь изменило направление на западное, а с 300 м на юго-восточное. У дна каньона течение усилилось до 10 см/с в юго-юго-западном направлении – направлении простирания русла каньона в этой точке моря.

Отличительной особенностью движения водных масс у дна каньона в течение 6-ти месяцев с сентября по март 2009-2010 гг. является его

однонаправленность под углом ~ 201^0 со средней скоростью 2,7 см/с, при этом максимальная изменчивость течений наблюдалась в зимний сезон, когда скорость достигала 30 см/с.

Анализ распределения гидрологических параметров температуры, солености и других гидрохимических параметров с глубиной показывает, что в палеорусле не наблюдается каких-либо значимых аномалий. Однако следует учитывать тот факт, что в летнее время (июль-сентябрь) происходит таяние снега в горах, и в море горными реками выносится огромное количество взвешенного материала и солей. Горные реки Кавказа несут в Каспийское море очень холодные соле- и взвесенасыщенные тяжелые воды, которые по склону опускаются в глубоководную часть моря, обеспечивая вентиляцию придонных вод. Часть этих вод по подводному каньону опускается в Дербентскую впадину.

The results of acoustic shooting of a paleochannel of the Volga River discovered at the bottom of Caspian Sea are presented. The data of preliminary studying of a geological structure and hydrophysical characteristics of a paleocanyon are presented.

Безродных Ю.П.[1], Делия С.В.[2], Романюк Б.Ф.[1], Федоров В.И.[1], Сорокин В.М.[3]
([1]АО «Моринжгеология», Латвия, Рига, office Riga@morinzhgeologia.lv; [2]«ЛУКОЙЛ-Нижневолжскнефть», Астрахань; [3]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, vsorok@rambler.ru)

Особенности локализации осадков периода мангышлакской регрессии в северной части Каспия

Bezrodnih Ju.P.[1], Delija S.V.[2], Romajuk B.F.[1], Fedorov V.I.[1], Sorokin V.M.[3]
([1]Joint Stock Company "Morinzhgeologia", Riga, Latvia; [2]"LUKOIL-Nizhnevolzhskneft", Astrakhan; [3]M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Features of localisation of sediments from the period of the Mangyshlak regression in the Northern Caspian Sea

Введение

Последнее наиболее глубокое снижение уровня Каспия, называемое мангышлакской регрессией, рассматривается в разных аспектах в целой серии публикаций. Однако приводимые при этом заключения базируются на геоморфологических материалах и данных изучения колонок донных грунтов, отобранных, главным образом, в глубоководных частях акватории. Наиболее полная характеристика времени и особенностей развития мангышлакской регрессии и палеогеографическая реконструкция по этому периоду приведены в публикациях Е.Г. Маева, перечисленных в [1].

Согласно материалам инженерно-геологических изысканий, проведенных предприятиями «Моринжгеология» по заказам нефтегазовых компаний в рамках проектов геологоразведочных работ и для разработки проектов обустройства выявленных месторождений, осадки периода мангышлакской регрессии широко распространены под слоем новокаспийских грунтов на шельфе Северного Каспия. Как уже указывалось нами ранее [2], основными местами их локализации являются погребенные палеоформы двух генетических типов: 1 - речные врезы, сформировавшиеся при снижении уровня моря, и 2 - замкнутые, большей частью вытянутые в одном направлении, депрессии разных размеров, представляющие собой реликтовые понижения в рельефе осушавшихся палеодельт. Схема расположения таких палеоформ в районах проводившихся изысканий приведена на рисунке.

Методы выявления и изучения мангышлакских отложений

Основой для выделения в разрезах грунтовой толщи и картирования погребенных мангышлакских палеоформ служат материалы 2-х частотного сейсмоакустического профилирования, выполняемого при инженерно-геологических изысканиях в первоочередном порядке. Оценка состава и свойств отложений, заполняющих эти палеоформы, базируется на

результатах лабораторных исследований керна инженерно-геологических скважин, колонок донных грунтов, отбираемых вибрационным пробоотборником, а также на данных статического зондирования.

Заключения о возрасте и условиях накопления рассматриваемых мангышлакских отложений основаны на данных абсолютного возраста и результатах флоро-фаунистических исследований, часть которых приведена ранее в работе [2].

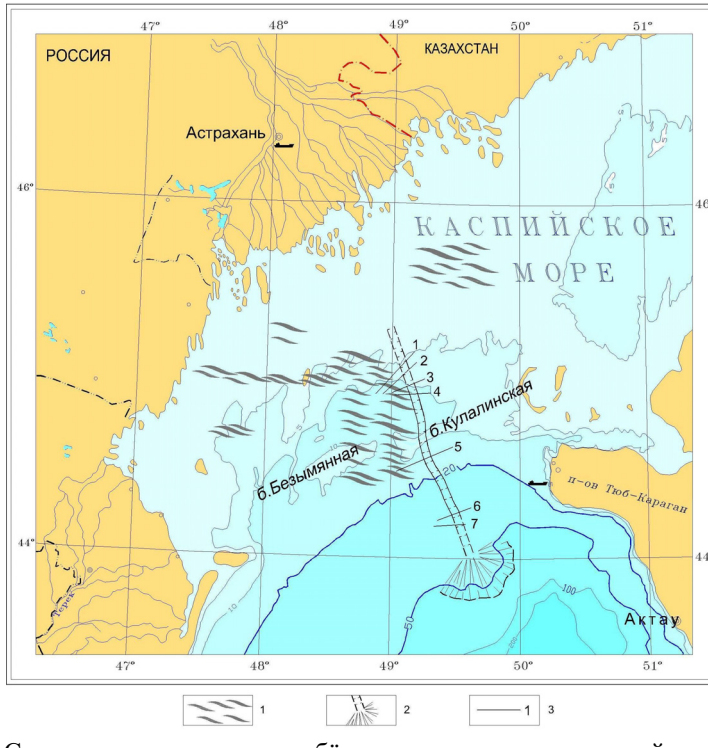


Рис. Схема расположения погребённых замкнутых понижений и долины Волги периода мангышлакской регрессии на акватории Северного Каспия. 1 - места распространения погребенных мангышлакских палеопонижений, выявленные в местах изысканий; 2 - контуры погребенной палеодолины по данным сейсмоакустического профилирования и замыкающий ее конус выноса; 3 - сейсмоакустические профили, пересекающие полностью или частично палеодолину р. Волга, и их номера

Особенности распространения отложений, накапливавшихся в период мангышлакской регрессии

Как уже отмечено, согласно данным, полученным в результате

инженерно-геологических изысканий, грунты периода мангышлакской регрессии в мелководной шельфовой зоне Северного Каспия распространены главным образом в палеоврезах и в замкнутых палеопонижениях, вытянутых в субширотном направлении. Наряду с этим, по южной окраине шельфовой зоны отмечаются в виде покрова дельтовые отложения того же времени, а у бровки северо-западного борта Средне-Каспийской (Дагестанской) котловины в рельефе дна на глубинах около 50-70 м выделяется обширный конус выноса.

Наиболее крупной палеоформой, сформированной в период мангышлакской регрессии, является **врез (долина) р. Волги**, протягивающийся в юго-юго-восточном направлении до указанного выше конуса выноса. Этот врез был зафиксирован ранее на региональном разрезе, пересекающем Каспийское море от полуострова Тюб-Караган до Махачкалы [3]. Однако было предположено, что он был сформирован Палео-Уралом.

При производстве инженерно-геологических изысканий этот врез подсечен 7-ю сейсмоакустическими профилями на протяжении около 90 км. Полная ширина вреза изменяется в пределах 6-8км. На большом протяжении врез не проявляется в рельефе дна. Признаки его в виде весьма пологой ложбины намечается на юге, южнее 44º 15′ с.ш.

Судя по сейсмоакустическим записям, рассматриваемый речной врез полностью заполнен тонкопереслаивающимися осадками, содержащими значительные скопления «свободного» газа. Ввиду интенсивного отражения и поглощения акустической энергии газонасыщенными грунтами, формируются обширные зоны потери корреляции, препятствующие непрерывному прослеживанию на разрезах днища вреза. Максимальные глубины вреза, достигающие 35-40 м, зафиксированы на юге исследованного района по профилям 6,7. Здесь дно наиболее глубоких участков вреза располагается в 75-80 м от поверхности моря на высотных отметках около «минус 103-108 м». Врез рассекает комплекс хвалынских отложений и проникает в наиболее углубленных участках в верхнехазарские отложения.

Верхняя часть толщи, заполняющей врез, характеризуется сложной тонкослоистой структурой, характерной для глинистых и пылевато-глинистых слабоконсолидированных отложений. А присутствие скоплений газа указывает на обогащенность осадков органическим материалом. По указанным признакам можно полагать, что завершение заполнения вреза осадками связано с начальными этапами новокаспийской трансгрессии, приводящей к ингрессионному подтоплению долины, образованию протяженных лиманов и массовому осаждению в них привносимого рекой материала.

Весьма редко отмечаются более мелкие врезы предновокаспийского времени шириной в первые сотни метров и глубиной до нескольких метров.

Они наблюдаются совместно с ниже рассматриваемыми замкнутыми понижениями.

Замкнутые палеопонижения, заполненные осадками периода мангышлакской регрессии, выявлены на большинстве исследованных площадок и на всех изученных трассах трубопроводов. Рисунок 1 характеризует пространственную позицию таких палеоформ только в местах проведенных изысканий и не отражает общую картину их распределения на рассматриваемой акватории. Однако этот рисунок позволяет полагать, что мангышлакские палеопонижения распространены повсеместно восточнее палеодолины р. Волги при глубинах моря до 20 м, и наблюдаются на глубинах моря менее 5 м между указанной палеодолиной и Уральской бороздиной.

Рассматриваемого типа палеопонижения большей частью вытянуты в субширотном направлении, протягиваясь иногда на несколько километров параллельно или сближаясь друг с другом. Относительная ширина их наиболее часто составляет 300-500 м, а относительная глубина достигает 6-8 м, а наиболее крупных местами достигает 12-13 м. По морфологии, взаиморасположению и ориентировке такие палеоформы аналогичны современным подстепным ильменям дельты Волги.

Для залежей грунтов, распространённых в палеопонижениях, характерна тонкослоистая структура типа заполнения, отчетливо отображающаяся, как уже рассмотрено ранее [4], на высокочастотных сейсмоакустических разрезах. Среди грунтов доминируют глины текучие и текучепластичные, содержащие включения растительного детрита и пресноводных раковин. Среди них, обычно у дна понижений, наблюдаются прослои сапропелей и известковистых осадков типа гажи, у склонов палеопонижений и в центральных частях над глинами местами залегают пески пылеватые и тонкие прослойки торфа. Мангышлакские глинистые грунты наряду с повышенными содержаниями органического вещества характеризуются также повышенной карбонатностью, а содержание $CaCO_3$ в известковистых разновидностях достигает 60-63%.

К настоящему времени радиоуглеродным методом выполнено 17 определений абсолютного возраста органического материала осадков, заполняющих рассматриваемые палеопонижения. По полученным результатам абсолютный возраст торфа, сапропелей, располагающихся у дна этих палеоформ, составляет 8525-9900 лет, возраст прослоев торфа и раковинного материала песков из верха заполняющих понижения залежей определен в интервале 6350-7680 лет. Согласно результатам исследований органических остатков, рассматриваемые палеопонижения в указанный период представляли собой пресноводные и слабосолоноводные водоемы.

Грунты, заполняющие рассмотренные врезы и понижения мангышлакского времени, ввиду слабой консолидации, характеризуются весьма низкими прочностными свойствами и по этим показателям

относятся к категории «слабых» грунтов. Сопротивление недренированному сдвигу глинистых разновидностей находится преимущественно в пределах 15-30 кПа. Залежи мангышлакских грунтов, в силу указанного, относятся к числу т.н. «геологических опасностей» − компонентов грунтовой толщи, неблагоприятных, либо опасных, для размещения на дне гидротехнических сооружений, постановки самоподъёмных буровых установок, и подлежат обязательному выявлению и изучению при инженерно-геологических изысканиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маев Е.Г. Фазы мангышлакской регрессии Каспийского моря // Вестник Московского Университета. География. 2009. № 1. С. 15-20.
2. Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114-124.
3. Куприн П.Н., Росляков А.Г. Геологическая структура мангышлакского порога // Геотехника. 1991. № 2. С. 28-40.
4. Безродных Ю.П., Лисин В.П., Федоров В.И. «Геологические опасности» дна Северного Каспия – методы их выявления и оценки при инженерно-геологических изысканиях // Конференция ЕАГЭ «Инженерная геофизика-2011». Тезисы докладов. М., 2011. S1. 6 с.

Based on the results of geotechnical investigations, features of the distribution of sediments accumulated in the Northern Caspian Sea during the Mangyshlak regression in the time interval 9900-6350 years B.P. are characterised. Most of those sediments are concentrated in a large palaeoincision of the Volga River, which crosses the shelf zone in the south-eastern direction, and in numerous closed palaeolows of the sublatitudinal direction that are similar to recent below-steppe ilmeni of the Volga delta.

Векилов Э.Х.
(Научно-техническое общество нефтяников и газовиков им. акад. И.М. Губкина, Москва, Edouard.Vekilov@gmail.com)

О процессах биологической ассимиляции углеводородных продуктов в морской среде на примере Каспийского моря

Vekilov E.Kh.
(I.M. Gubkin Scientific and technical oil and gas society, Moscow)

About processes of biological assimilation of oil and gas products in marine environment on example of the Caspian Sea

В последние годы в периодической и научной печати всё чаще стали появляться публикации о вертикальной миграции углеводородов (УВ) сквозь толщу горных пород и их выходов на дно водоёмов. Толчком к этим публикациям послужили результаты исследований РАН на Байкале в 2009-2010 годах с использованием глубоководных аппаратов «Мир-1» и «Мир-2» Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова.

В действительности же данное природное явление известно в течение многих столетий. Именно по наличию выходов на поверхность нефти или газа, ещё до появления геофизических методов разведки, осуществлялся поиск углеводородных месторождений.

С появлением акустических методов разведки морских нефтегазовых месторождений под дном морей и океанов были зафиксированы многочисленные выхода нефти и газа в виде гейзеров или грифонов. По современным оценкам в Мировой Океан естественным путём ежегодно поступает не менее 600 тыс.т. нефти, а глобальный вынос в атмосферу метана глубинного генезиса превышает 100 млн.т. в год.

В период активного изучения дна Каспийского моря сейсмоакустическими методами в 50-70 годах прошлого века было выявлено большое количество выходов углеводородов в районах Челекена, Апшерона, Среднего и Северного Каспия. Аналогичные результаты были получены при исследовании дна Азовского и ряда участков Чёрного морей.

Как было отмечено в работе [3], указанный процесс генерации и миграции УВ привёл к зарождению и развитию в биосфере организмов-ассимилянтов всех газообразных и жидких компонентов нефти. В настоящее время известно более 100 видов обитающих в морской среде микроорганизмов, окисляющих индивидуальные УВ и нефтепродукты, причём многие из них в своей жизнедеятельности используют эти соединения в качестве единственного источника углерода и энергии. В свою очередь, эти хемотрофные организмы, ассимилируя УВ мигранты, создают дополнительную биопродукцию органического вещества, пригодного для питания обитающих на морском дне гетеротрофов. В результате над нефтегазоносными областями с повышенной интенсивностью

субвертикального массопереноса продуктов дегазации залежей возрастают биомасса и биопродуктивность зообентоса, концентрируются бентосоядные рыбы, в том числе такие ценные, как осетровые. Эта зависимость подтверждается многочисленными фактическими данными на многих морях и, особенно, на Каспийском море, где сосредоточено 90% мировых запасов осетровых рыб. Здесь УВ, взаимодействуя с окружающей средой, создают хорошую почву для выращивания и восстановления кормовых ресурсов осетровых рыб, которые в основном питаются бентосными формами. Опустошив пастбище в течение, допустим, летнего сезона, осетровые откочёвывают на другой участок моря и возвращаются в предыдущий район уже на следующий сезон.Тем самым создаются условия для восстановления кормовой базы покинутого района и соответственно для рационального использования кормовых ресурсов и поддержания биологического равновесия в данной среде. В этом можно наглядно убедиться по результатам биологических, геофизических, буровых и добычных работ на Каспийском море, совмещая ареалы сезонных концентраций осетровых рыб и контуры перспективных, а также уже открытых и разрабатываемых нефтегазовых месторождений. Интересен факт: там, где нет перспективных нефтегазоносных участков, как правило, встречаются лишь отдельные экземпляры осетровых и только на путях своих перемещений к основным пастбищам.

Впервые данное природное явление было отмечено Векиловым Э.Х. и д.б.н. Легезой М.И. в начале 70-х годов прошлого столетия и описано в 1975 году Протасовым В.Р., Унгерманом М.Н., Векиловым Э.Х. в научно-популярной брошюре «Элементы биогеофизики» [2]. Приоритет открытия данного природного явления был зафиксирован в виде заявки № ОТ-11242 от 1985 года Госкомитетом СМ СССР по делам изобретений и открытий. Авторами данной заявки являются Векилов Э.Х., Григоренко Ю.М., Протасов В.Р. [1].

Явление концентрации зообентоса над скоплениями углеводородов в подстилающих отложениях подтверждено не только на Каспии, но и многочисленными (в течение более 20 лет) поисковыми, разведочными и добычными работами на Азовском, Чёрном, Балтийском, Баренцевом, Охотском и др. морях.

Убедительным дополнительным доказательством достоверности и значимости природного явления, описанного в заявке № ОТ-11242, явились результаты вышеуказанных исследований институтов РАН на Байкале в 2009-2010 годах, где были зафиксированы многочисленные живые придонные и пелагические организмы в местах выхода из горных пород в водную толщу Байкала нефти и газа. Эти результаты были отмечены не только большим количеством учёных, но и политическими деятелями, в т.ч. федерального уровня, принимавшими непосредственное участие в руководстве экспедиции «Миры на Байкале» и в непосредственном

погружении в глубоководных аппаратах – ГОА (депутаты Госдумы РФ Чилингаров А.Н., Груздев В.С.), а директор Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН академик Нигматулин Р.И. доложил об этом природном явлении на Байкале председателю Правительства РФ Путину В.В. перед его погружением в ГОА «Мир-1» в водную толщу озера (август 2009 г.).

Здесь нелишне будет отметить, что в 1985 г. (25 лет тому назад) указанный институт представил в Госкомитет СМ СССР по делам изобретений и открытий заключение на открытие № ОТ-11242 за подписью бывшего директора Монина А.С., отрицающее наличие данного явления в природе.

Взаимосвязь концентрации бентосоядных рыб, в т.ч. осетровых, на Каспийском море с нефтегазоносными площадями, с одной стороны, позволит правильно ориентировать поиск нефтегазоносных структур, особенно на новых ещё не разведанных площадях, а с другой − поможет представителям биологической науки использовать участки открытых месторождений нефти и газа для создания кормовой базы ценных рыб. Так, в настоящее время на Северном Каспии открыты и уже разрабатываются УВ месторождения, где до активного браконьерства нагуливались многочисленные стада осетровых рыб в определённые сезоны года. В прибрежных участках Южного Каспия выявлены и эксплуатируются первые в СССР морские УВ месторождения «Нефтяные Камни», многочисленные месторождения вокруг Челекенского и Апшеронского полуостровов. Все эти участки являлись или являются зонами нагула южнокаспийского осетра.

Кроме того, сама природа подсказала оптимальные пути решения утилизации неизбежных утечек УВ при разведке, разработке нефтегазовых месторождений и переработке углеводородного сырья с использованием технологии, аналогичной естественным процессам генерации биомассы хемотрофными организмами. При этом вполне возможно попутное получение ценных морепродуктов. На практике эти решения реализовались на Каспийском море (при искусственном разведении рыб на Причелекенском участке), на Чёрном море (при искусственном разведении мидий с буровой платформы в районе Анапы с целью использования их для очистки морской воды от нефтяного загрязнения с одной стороны, а с другой − в качестве корма для свинофермы), в Краснодарском крае и др. регионах России (микробиологическая очистка загрязнённых нефтью территорий, Кубанский Государственный Университет)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Векилов Э.Х., Григоренко Ю.М., Протасов В.Р. Заявка на открытие № ОТ-11242 от 1985 г. «Явление концентрации зообентоса над скоплениями углеводородов в подстилающих отложениях». М.: Фонды ФГУ Федеральный институт промышленной собственности России.

2. Протасов В.Р., Унгерман М.Н., Векилов Э.Х. Элементы биогеофизики. М.: Знание, 1975. Серия биология. № 4.
3. Григоренко Ю.М., Векилов Э.Х. Некоторые результаты изучения процессов биологической ассимиляции углеводородных продуктов в морской среде. Доклад на Всесоюзном совещании НТО нефтяников и газовиков им. И.М. Губкина, Калининград, 10-13 сентября 1985 г.

Natural phenomenon of the concentration of zoobentos and sturgeons and other bottom fish over oil and gas fields is discussed. This phenomenon was published for the first time in 1975 and declared in 1985.

Доманов М.М.[1], Верховская З.И.[1], Доманова Е.Г.[2]
([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
domanov@ocean.ru;[2]Институт проблем нефти и газа РАН, Москва)

Оценка радиоэкологической ситуации и концентрации естественных радионуклидов U, Th, Ra в донных осадках района Среднего Каспия над структурой Нурсултан

Domanov M.M.[1], Verkhovskaya Z.I.[1], Domanova E.G.[2]
([1]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; [2]Institute of Oil and Gas Problems RAS, Moscow)

Estimation of a radioecological situation and concentration of natural radionuclides U, Th, Ra in the bottom sediments of the Middle Caspian Sea region over structure Noursultan

Акватории моря и донные осадки вблизи буровых платформ для добычи нефти и газа являются районами потенциального накопления естественных радионуклидов. В донных осадках и технологическом оборудовании радиоактивный фон постоянно увеличивается по мере интенсификации буровых работ и производственных процессов. В группе естественных радионуклидов ^{226}Ra является главным радионуклидом, выносимым на поверхность с нефтью и технологическими водами. При взаимодействии с морской средой радий соосаждается с барием, образуя комплексные соединения сульфатов, карбонатов и силикатов (барит ($BaSO_4$, гипс ($CaSO_4$ $2H_2O$), целестит ($SrSO_4$) и ангидрид ($CaSO_4$) [1]. Помимо загрязнения донных осадков вблизи буровых платформ эти соединения являются основными составляющими загрязнений в виде парафинового налета, шлама, и смолистого вещества буровой грязи, которые могут отлагаться на стенках труб и оборудования. Типичные концентрации ^{226}Ra и ^{228}Ra в таких загрязнениях составляют до 1000 Бк/г, но могут достигать 15000 Бк/г (4,1х 10^{-7} Кю) [2].

Такие величины радиоактивности представляют значительную радиоэкологическую опасность для обслуживающего персонала. Целью настоящей работы было определение уровня радиоактивного загрязнения донных осадков в районе Среднего Каспия над структурой Нурсултан, а также нахождение возможной связи распределения радионуклидов с органическим веществом (ОВ) осадков.

Методика работ

Материалом для исследования был поверхностный слой 0-10 см образцов донных осадков, отобранных дночерпателем «Океан-50» на станциях в 28 рейсе НИС Рифт в сентябре 2008 в районе Среднего Каспия над структурой Нурсултан. Положение станций и характеристика осадков представлены в таблице 1.

Для исследования качественного и количественного состава нефтяных

углеводородов использованы стандартизированные методы селективной экстракции, хроматографии и инфракрасной спектроскопии. Химико-битуминологические исследования включали холодную экстракцию образцов осадков на ультразвуковой бане. Предварительно высушенные при температуре 60°С пробы трижды экстрагировали хлороформом, затем экстракты объединяли и выпаривали на роторном испарителе. Полученный таким образом хлороформенный битумоид (ХБА) наносили на колонку с активированным силикагелем. Используя различные элюенты (гексан, бензол и спирто-бензол) получали следующие фракции ХБА: углеводороды (УВ), бензольные смолы (бенз.см), спирто-бензольные смолы (сп-бенз.см) и асфальтены (асф.). УВ исследовали на газо-жидкостном хроматографе GC-121-2 (Франция). Качественный и количественный состав УВ (н-алканов) и основных изопреноидов – пристана (iC_{19}) и фитана (iC_{20}) получали на капиллярной колонке длиной 30 м и внутренним диаметром 0,25 мм, обработанной жидкой фазой ZB-5. Хроматограммы и количественная их обработка получены на микропроцессоре JCR-1b.

Химический анализ проб донных осадков выполнен методами атомной эмиссии (Plasmaquant-110, укомплектованный системой ультразвукового распыления пробы U-5000AT и системой генерирования гидридов Hydrid-/Hg-System BSH 960) для Al, Ba, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, La, Mg, Mn, Nb, Ni, Sc, Sr, Ti, V, Y, Zn, Zr и масс-спектрометрией с индукционно связанной плазмой (Agilent 7500c) для Pb, Rb, As, Nd, Th, U. Точность метода определения 5–10%. Измерение концентрации ^{226}Ra в осадке выполнялись в лаборатории Дозиметрии и радиоактивности окружающей среды Химического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова с помощью гамма-спектрометра с детектором из сверхчистого германия GC-3020 с относительной эффективностью по линии кобальта-60 (1,332 МэВ), равной 30%, и разрешением по этой линии 1,8 КэВ. Использовалось программное обеспечение GENIE-400 PC. ^{226}Ra определяли по дочернему продукту ^{214}Bi (энергия 609 кэв). Перед измерением осадки, упакованные в герметичные контейнеры, выдерживались для накопления дочерних продуктов распада в течение месяца. Статистический анализ данных о составе битумоидов и концентрации микроэлементов выполнен методом построения корреляционных матриц при статистической значимости $p<0.05$ по программе “STATISTICA 6” [3].

Концентрации естественных радионуклидов и бария в донных осадках приведены в таблице 3, а их радиоактивность в таблице 4.

Таблица 1. Координаты станций в районе работ и характеристика осадков

Ст.	Дата	Широта	Долгота	Глубина м	Гор-т см	Тип осадка
3	25.09.08	42.41.22	51.23.71	151	0-10	глина и алеврит
402	17.09.08	43.11.33	49.47.02	302	0-5	серая глина жидкая
404	19.09.08	42.43.61	52.11.36	11	0-3	мелкий алеврит
405	20.09.08	42.51.53	51.51.60	17	0-3	мелкий алеврит
1	24.09.08	42.41.75	51.23.98	142	0-10	слоистая глина
9	26.09.08	42.67.96	51.39.16	150	0-6	ракушка

Таблица 2. Состав ОВ в донных осадках

Станции	ХБА %	УВ %	Бенз. см. %	Сп-бенз. см. %	Асф %
3	0,005	38,71	12,9	45,16	3,23
402	0,07	8,61	6,97	68,03	16,39
404	0,004	31,25	15,62	46,87	6,26
405	0,006	29,27	14,63	51,22	4,88
1	0,004	41,38	13,79	37,93	6,9
9	0,007	21,95	17,97	58,54	2,44

Таблица 3 Концентрации ^{238}U, ^{232}Th, ^{236}Ra и Ba в донных осадках

Станции	U г/т	гRa/г	Th г/т	Ba г/т
3	3,29	4,14E-12	8,87	175
402	6,45	4,57E-12	10,9	1 570
404	0,8	2,51E-12	0,45	730
405	2,54	5,66E-13	0,085	1 095
1	2,54	5,59E-12	8,58	205
9	0,42	1,07E-12	2,81	705

Таблица 4. Радиоактивность донных осадков

Станции	Th Бк/кг	U Бк/кг	Ra Бк/кг	Сумма Бк/кг	Доза μGy/h
3	36,19	59,22	153,18	248,59	0,166
402	44,47	116,1	169,09	329,66	0,221
404	1,84	14,4	92,87	109,10	0,073
405	0,35	45,72	20,72	66,78	0,045
1	35,00	45,72	206,83	287,55	0,192
9	11,46	7,56	39,59	58,61	0,039

Результаты и обсуждение

Содержание ОВ и радионуклидов в донных осадках показывают существенную изменчивость измеренных параметров в зависимости от положения станций (таблица 2, 3).

Наиболее высокое содержание U и Th, а также Ba найдено на станции 402 в центральной части Среднего Каспия. Для этой станции характерно самое высокое содержание ХБА, асфальтенов и спирто-бензольных смол.

Полученные данные состава ОВ и концентрации радионуклидов были статистически обработаны с помощью пакета программ “STATISTICA 6” для установления возможных корреляционных связей между рассматриваемыми параметрами. Установлена зависимость содержания ОВ и концентрации Ba, обычно добавляемого в буровой раствор при бурении скважин. Сопоставление полученных данных показало, что в исследуемом регионе в осадках наблюдается хорошо выраженная положительная корреляционная связь между распределением U и содержанием хлороформенного битумоида, а также U и концентрацией асфальтенов. Коэффициенты корреляции при уровне статистической значимости $p< 0.05$ были равны 0.85 и 0.83 для пары U – ХБА и пары U – асфальтены, соответственно.

Используя данные концентраций радионуклидов, была рассчитана суммарная радиоактивность исследованных донных осадков (таблица 4) и оценена доза гамма – облучения для этих величин. Доза гамма – излучения в осадках станций 3, 402, 1 варьирует в пределах 0,166 – 0,22 μGy/h , что в 3-4 раза выше допустимого безопасного уровня (0,057 μGy/h), рекомендуемого UNSCEAR (United Nations Scientific Committee on the Effect of Atomic Radiation) [4]. Таким образом, подобные осадки следует рассматривать как радиоактивное загрязнение.

Выводы

Полученные данные состава ОВ и концентрации радионуклидов показывают, что уровень радиоактивного загрязнения донных осадков в исследованном районе Среднего Каспия над структурой Нурсултан соответствует значениям обычно типичным для районов нефтеразработок и превышает на некоторых станциях допустимый безопасный уровень дозовой нагрузки в 3 – 4 раза. Содержание U в осадках коррелирует с содержанием хлороформенного битумоида, а также концентрацией асфальтенов. Повышенные концентрации Ba в районе станции с максимальным содержанием в осадке U и Th позволяют предположить, что загрязнение связано с нефтедобычей в этом районе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 21П Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Langmuir D., Melchior D. The geochemistry of Ca, Sr, Ba, Ra sulfates in some deep brines from the Palo Duro Basin // Geochimica Cosmo-chimica Acta. 1985.

V. 49. P. 2423-2432.
2. USEPA, Draft diffuse NORM-waste characterization and preliminary risk assessment (US Environmental Protection Agency, Office of Radiation and Indoor Air, Washington, DC, 1993).
3. StatSoft, Inc. (2010). Electronic Statistics Textbook. Tulsa, OK: StatSoft. WEB: http://www.statsoft.com/textbook/.
4. UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effect of Atomic Radiation. Source, Effects and Risks of Ionizing radiations. Report to the the General Assembly with annexes. UN, New York, 1988.

The hydrocarbon composition and concentration of natural radioactive elements ^{238}U, ^{232}Th, ^{226}Ra in the surface layer of the bottom sediments of the Caspian Sea (Middle part) have been comprehensively studied. It has been shown that there is correlation of the distribution of the ^{238}U with concentrations of bituminoid and asphaltenes. The estimated absorbed dose rate due to gamma-emissions of radionuclides was 0,039-0,221 μGy/h.

Зарецкий С.И.[1], Андреев А.А., Векилов Э.Х.[2]
([1]ООО «Скорая экологическая помощь», Брянск, sep@sep32.ru;
[2]Научно-техническое общество нефтяников и газовиков им. акад. И.М. Губкина, Москва, Edouard.Vekilov@gmail.com)

Отечественное оборудование и средства для локализации и ликвидации аварийных разливов нефти для Каспийского бассейна

Zaretskii S.I.[1], Andreev A.A., Vekilov E.Kh.[2]
([1]"Ecological emergency", Bryansk; [2]I.M. Gubkin Scientific and technical oil and gas society, Moscow)

Native equipment for localize and liquidation emergency oil spill for Caspian Sea

На протяжении 14-ти последних лет в России разрабатывается, изготовляется и широко реализуется оборудование и средства по ликвидации последствий аварийных разливов нефти. Это оборудование и средства успешно могут быть использованы при освоении углеводородных ресурсов Каспия.

В настоящей статье рассмотрена отечественная продукция ООО «Скорая Экологическая Помощь» (ООО «СЭП») г. Брянск, которое выпускает более 40 видов продукции данного направления, в том числе 9 типов боновых заграждений, 6 типов нефтесборщиков, сорбент «Россорб» и «Россорб-Т» на основе сфагновых мхов и торфа, вакуумные установки, средства нанесения сорбента на поверхность разлива, ледорезы для установки боновых заграждений, сифонные устройства, быстросборные и плавающие ёмкости, 6 типов мобильных комплексов и т.п.

Данное оборудование и средства использовались при ликвидации аварийных разливов в России, Казахстане, Белоруссии и Украине. Только одних установок по утилизации загрязненного грунта и нефтешламов в настоящее время работает более 80-ти единиц.

Одним из критериев широкого использования оборудования и устройств выпускаемого предприятием ООО «СЭП» являлись:

- простота конструкции и обслуживания;
- надёжность и эффективность;
- быстрота развёртывания и приемлемая стоимость.

Остановимся на некоторых особенностях отдельных видов изделий, на наш взгляд представляющих интерес для предприятий, эксплуатирующих нефтяные сооружения в районе Каспийского бассейна, как на подтапливаемой суше, так и на мелководье Северного Каспия.

1. Боновые заграждения. Исходя из практики необходимости быстрого развёртывания и гарантированной надёжности, предпочтение отдано бонам постоянной плавучести, т.е. бонам с поплавками из пенополимерного

материала.

Выпускаются боны высотой от 200 до 1000 (1200) мм.

- так, например преимуществом лёгких бонов типа БЗс-70/120 высотой около 200 мм является быстрота развёртывания двумя операторами без использования грузоподъёмных механизмов и возможность периодической замены сменного сорбирующего картриджа.

Боны БЗс-70/120 могут поставляться на вращающихся барабанах (см. фото).



- для возможности выжигания нефтяных пятен на водной поверхности могут использоваться боны повышенной огнестойкости типа БЗП-150ПО или огнестойкие лёгкие типа БЗол-20/350, устойчивые к воздействию открытого пламени в течение не менее 700 секунд (см. фото).





- в зимних ледовых условиях для установки бонов и оконтуривания зоны загрязнения применимы ледорез типа «Крот-2» и зимние алюминиевые боны БЗЗ-10/700 (1000). Ледорез, прорезая лёд толщиной до 1000 мм и шириной прореза 130 мм со скоростью до 2-х метров в минуту, создаёт естественный бон и при необходимости в прорезь вставляются зимние алюминиевые боны. Для предотвращения примерзания в лёд и создания незамерзающей майны боны могут комплектоваться системой парообогрева.





2. Скиммеры. Из выпускаемых 6 типов скиммеров-нефтесборщиков пороговых и щёточно-реечных типа НС-4, НС-5, НС-6, НСП-8гз и др. необходимо отметить активный мусоронефтесборщик ПП-1-МНС на базе плавающей платформы ПП-1. Нефтесборщик может использоваться на спокойной воде, как в пассивном, так и в активном режиме, т.е. на управляемой платформе.

Габариты мусоронефтесборщика ПП-1-МНС 6,0 × 2,4 × 1,2 м, грузоподъёмность 1500 кг, мощность привода 30 л.с., ширина захвата – 3 м, производительность – 15 м³/час.

Мусоронефтесборщик может комплектоваться мягким плавающими ёмкостями типа «Кит» (фото ПП-1-МНС).

3. Сборно-разборные ёмкости. Для хранения собранных и собираемых нефтепродуктов на месте производства работ по устранению аварийного разлива предприятием выпускается 9 типоразмеров быстросборных ёмкостей объёмом от 4-х до 500 м³ и три типоразмера мягких плавающих резервуаров типа «Кит», ёмкостью 3, 4 и 6 м³.

Быстросборные резервуары типа Ера и ЕРс собираются и разбираются непосредственно на местах в течении 4 – 6 минут для Ера–4÷10 и до 120 минут для резервуаров ЕРс-500.

4. Сорбент. Экологически чистые сорбенты на основе сфагнового мха и сфагнового торфа «Россорб» и «Россорб-Т» предназначены для:

- локализации сбора и зачистки разлитого нефтепродукта и нефти с водной поверхности и суши;
- рекультивации замазученных земель;
- изготовления специальных изделий: сорбционных бонов, картриджей, подушек и т.п.

Немаловажным преимуществом данных сорбентов является то, что после их использования не существует проблемы по их утилизации. Утилизация производится на любых установках типа «Костёр-М», «Форсаж», стационарных котельных, установках «УЗГ-1» и т.п.

Экономное нанесение сорбента на поверхность разлива выполняется автономными ранцевыми распылителями типа РРСА-2, также выпускаемыми предприятием.

5. Востребованы и в настоящее время широко используются разработанные предприятием ООО «СЭП» установки «УЗГ-1» по переработке нефтезагрязнённого грунта и нефтешламов. Установки работают в семи федеральных округах России от Сахалина до Северодвинска и в десяти районах Казахстана. Всего выпускается 8 типов установок на производительность переработки от 2-х до 8-ми тонн в час.

Для возможности частичного извлечения жидкой фазы углеводородов из нефтешлама применяются установки «УЗГ-1комплекс» на производительность переработки 2 и 4 т/час.



6. Объекты нефтегазовой отрасли являются взрыво-пожароопасными, и для ликвидации очагов возгорания используются различные средства пожаротушения от ручных огнетушителей до системы противопожарных установок, где огнетушащим компонентом является в основном пена.

Предприятие ООО «СЭП» изготавливает и поставляет специальные мобильные пенные установки «ПУМА-1000» четырёх модификаций, обеспечивающие покрытие воздушно-механической пеной толщиной 0,5 м поверхности площадью 50, 100, 220 и 450 м². В установке используется самый современный метод компримирования воздушно-механической пены, т.е. подачей сжатого воздуха в раствор пенообразователя, что обеспечивает высокое качество воздушно-механической пены и экономное расходование пенообразователя.

Основным преимуществом пенных установок «ПУМА-1000» является:

- практически мгновенная подача пены на объект возгорания, время подачи пены ровно времени поворота ручек трёх кранов и заполнения пожарного рукава;
- высокая эффективность и гарантированное высокое качество пены за счёт раздельного хранения пенообразователя и воды и компримирования раствора пенообразователя;
- простота обслуживания.

Данные мобильные установки могут быть эффективно использованы не только на объектах, находящихся на суше, но и использоваться в стационарном варианте на нефтяных морских платформах.





7. С целью сокращения потерь лёгких фракций от испарений и сокращения вредных выбросов в атмосферу, а также для увеличения полезной ёмкости резервуаров для хранения нефти и нефтепродуктов, предприятием выпускается ряд оборудования нового поколения, в частности, блочные алюминиевые с жёстким пенополиуретановым наполнителем понтоны типа БПА для резервуаров ёмкостью от 200 до 50 000 м³, приёмо-раздаточные устройства ПРУм-Д диаметром от 150 до 900 мм и др.

В настоящей статье изложены основные сведения о некоторых устройствах, выпускаемых предприятием. Полный перечень разработанных устройств и оборудования отражён в соответствующих номенклатурных каталогах.

Многолетний период использования нашей продукции на различных предприятиях России и за рубежом показал её высокую эффективность и надёжность, а некоторые виды изделий, в частности резервуарное оборудование и установки УЗГ, значительно превосходят аналогичные зарубежные образцы по характеристикам и цене.

Кивва К.К.[1], Архипкин В.С.[2], Тужилкин В.С.[2]
([1]ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», Москва, kirill.kivva@gmail.com, [2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва)

Глубина проникновения конвекции и вентиляция глубоководных впадин Каспийского моря

Kivva K.K.[1], Arkhipkin V.S.[2], Tuzhilkin V.S.[2]
([1]Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, [2]Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Convection penetration depth and ventilation of the Caspian Sea deep depressions

Понимание механизмов вертикального водообмена необходимо для создания общей картины гидролого-гидрохимического режима и условий формирования вертикальных потоков вещества Каспийского моря. Вертикальный водообмен является единственным фактором возвращения реминерализованных веществ глубоких слоев в эвфотический слой и определяет интенсивность продукции, а также вертикальный поток детрита. Этому вопросу посвящено большое количество статей и разделов книг. Первые данные по этому вопросу появились в 30-е гг. XX в. после комплексной экспедиции С.В. Бруевича 1934 г. [1]. Большой вклад в развитие представлений о вертикальном водообмене внесли А.С. Пахомова и Б.М. Затучная [2], А.Н. Косарев [3, 4] и В.С. Тужилкин с коллегами [5, 6]. Казалось бы, современная наука обладает большим объемом данных о вертикальном водообмене Каспийского моря, однако, следует отметить, что до сих пор глубина проникновения конвекции определялась по профилям удельной плотности и растворенного кислорода по эпизодическим данным зимних съемок [3, 4] или рассчитывалась [3] методом Н.Н. Зубова [7] на основе среднемноголетних значений теплоотдачи, вычисленных Е.Г. Архиповой [8]. В обоих случаях данные о конвекции относятся к 30-70 гг., а во втором случае они ориентировочны. Имеющиеся данные о событиях венитиляции глубоководных впадин ограничиваются началом 90-х гг. [5, 6]. Поэтому мы вынуждены констатировать практически полное отсутствие количественных оценок вертикального водообмена для интервала 1990-2010 гг., и недостаток подобных данных для осмысления наблюдаемых изменений в бассейне моря [9]. В связи с этим в рамках данной работы предпринята попытка получить информацию о глубине распространения зимней конвекции расчетным методом Н.Н. Зубова на основе рядов теплообмена по данным реанализа NCEP/NCAR [10], оценить интенсивность вентиляции глубоководных впадин на основе имеющихся судовых данных и объяснить ее изменчивость с использованием данных реанализа.

Расчет глубины проникновения конвекции проводился по методу Н.Н. Зубова с небольшими его изменениями, связанными с использованием уравнения состояния и формулы удельной теплоемкости морской воды для Каспийского моря [11]. В качестве входных данных использовались имеющиеся в нашем распоряжении профили температуры и солености, полученные в акваториях Среднего и Южного Каспия в августе и в начале сентября в интервале лет 1968-2006, и данные реанализа NCEP/NCAR второй версии по радиационным потокам и теплообмену в системе поверхность моря – атмосфера за 1948-2010 гг. на гауссовой сетке координат с горизонтальным разрешением 1,875×1,9047. Распределение узлов сетки реанализа по акватории моря представлено на рис. 1. Нами использовались значения в узлах, обозначенных на рисунке цифрами 1-7, причем, для всех профилей температуры и солености Среднего Каспия использовались осредненные значения в узлах 1-4, а для Южного Каспия – в узлах 5-6, поскольку таким образом осредненные данные наиболее хорошо соответствуют центральным частям разрезов Дивичи – Кендерли и Куринский Камень – Огурчинский, соответственно, судовые данные которых использовались в работе. По данным реанализа был рассчитан ежегодный суммарный тепловой баланс за период остывания поверхности моря («зимнее выхолаживание», обозначим его B_w). Расчет велся по формуле $B_w = \Sigma(R_{sw}+R_{lw}+Q_s+Q_l)$, где B_w – тепловой баланс, R_{sw} – поток излучения в коротковолновом диапазоне, R_{lw} – поток излучения в длинноволновом диапазоне, Q_s – поток явного тепла (в литературе также встречается термин турбулентный теплообмен), Q_l – поток скрытого тепла за счет испарения. Многолетний ход велечины B_w также представлен на рис. 1. Полученные значения позволили рассчитать глубину распространения зимней конвекции (ГРК) в центральных частях Среднего и Южного Каспия за ряд лет в интервале 1969-2007 гг. Результаты расчетов представлены на рис. 2.

Характерная расчетная ГРК в Среднем Каспии составила 50-100 м, в Южном – 40-80 м. Максимальная расчетная ГРК в интервале лет 1974-2008 составила около 160 м в Среднем Каспии (2006 г.) и около 110 м (1987 г.) в Южном Каспии. Максимальное значение глубины распространения зимней конвекции в Южном Каспии составило 151 м (1969 г.). Для Среднего Каспия за 1969 г. провести расчет не удалось в связи с отсутствием данных за август 1968 г. По имеющимся данным, в Среднем Каспии конвекция была наиболее интенсивна в 1976, 1979, 2006 и 2007 гг. В Южном Каспии наиболее интенсивная конвекция наблюдалась в 1969, 1987, 2001 и 2007 гг. В целом, рассчитанная нами ГРК соответствует характерным значениям, приведенным в предшествующих работах [2, 3, 4]. Нам не удалось воспроизвести высокие значения ГРК в 1969 и 1973 гг. [4] вследствие отсутствия данных. Существенными недостатками приведенных результатов являются пренебрежение адвективным переносом тепла

течениями и использование осредненных по акватории данных реанализа, которые уже сами по себе являются расчетным продуктом, хоть и основанном на данных наблюдений. Использование таких входных данных нивелирует экстремальные значения, поэтому результат может быть несколько занижен.

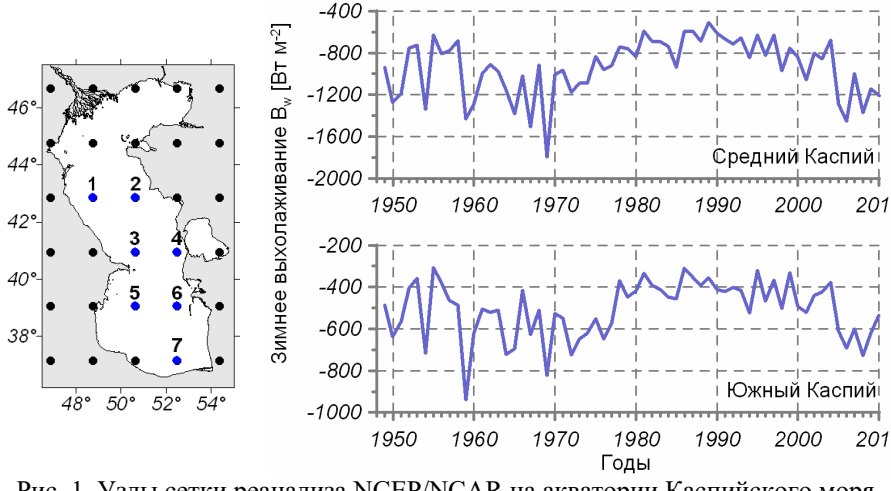


Рис. 1. Узлы сетки реанализа NCEP/NCAR на акватории Каспийского моря и многолетний ход зимнего выхолаживания B_w для Среднего и Южного Каспия (осреднение данных в узлах 1-4 и 5-6, соответственно)

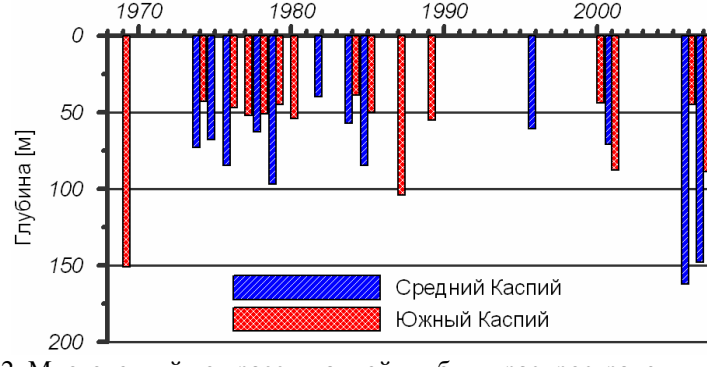


Рис. 2. Многолетний ход рассчитанной глубины распространения зимней конвекции в центральных частях Среднего и Южного Каспия.

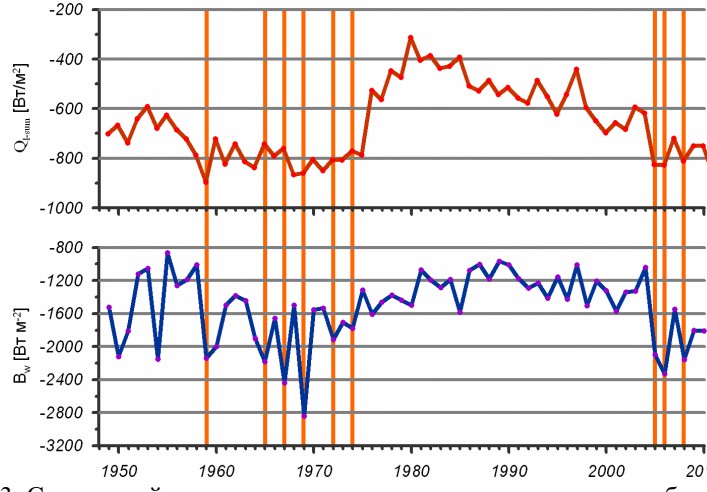


Рис. 3. Суммарный поток скрытого тепла за период март-сентябрь $Q_{l\text{-}sum}$ в узле 7 и среднее зимнее выхолаживание B_w в узлах 1-2. Вертикальными линиями отмечены условия, багоприятые для развития мощного каскадинга

Таким образом, полученные нами данные подтверждают, что зимняя конвекция, строго говоря, не является механизмом вентиляции глубоких слоев Каспийского моря, хоть и способствует ей. Основным механизмом вентиляции глубоководных впадин следует признать каскадинг. Этот процесс представляет собой медленное опускание плотных поверхностных вод по материковому склону в квазигеострофическом режиме [6]. Он протекает ежегодно, меняется лишь глубина его распространения. По имеющимся в настоящее время данным, каскадинг начинается в восточном или юго-восточном районе Среднего Каспия под влиянием проникновения в эту область более соленых южнокаспийских вод и осеннего охлаждения. Основной путь погружающихся вод проходит вдоль кромки восточного шельфа на север в районе изобаты 50 м с постепенным заглублением в северном направлении. На подходе к Среднему Каспию поток плотных вод меняет свое направление на западное, а затем и юго-западное, следуя изобатам. Считается, что в процессе движения в этом районе происходит наиболее интенсивное выхолаживание, и воды приобретают максимальную плотность. Здесь воды начинают погружаться на глубины 150-200 м и глубже (в зависимости от условий формирования исходной водной массы и последующего ее трансформирования). Во многих работах показано, что среднекаспийские промежуточные воды перетекают через Апшеронский порог и распространяются в Южном Каспии на более глубоких горизонтах (400-800 м) [2, 3, 4]. Поэтому можно предположить, что интенсивность каскадинга также как и глубина его распространения зависят от условий

испарения на восточном шельфе Южного Каспия и от условий выхолаживания на границе Среднего и Северного Каспия зимой. Поэтому нами проанализирован суммарный поток скрытого тепла за период с марта по сентябрь включительно $Q_{l\text{-}sum} = \Sigma(Q_l)_{III\text{-}IX}$ в юго-восточной части Южного Каспия (узел 7) и зимнее выхолаживание B_w в северной части Среднего Каспия (среднее узлов 1-2), данные представлены на рис. 3. Оказалось, что наиболее благоприятные условия для развития мощного каскадинга наблюдались в 60-70 гг. и в последние несколько лет (рис. 3).

Основным выводом представленной работы является факт увеличения ГРК в Среднем Каспии и формирования благоприятных условий для мощного каскадинга в 2005-2008 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бруевич С.В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. М-Л.: Изд. АН СССР, 1937. 329 с.
2. Пахомова А.С., Затучная Б.М. Гидрохимия Каспийского моря. Л: Гидрометеоиздат, 1966. 343 с.
3. Косарев А.Н. Гидрологическая структура вод // Каспийское море. М.:Изд-во Московского университета, 1969. С.184-228.
4. Косарев А.Н. Конвективное перемешивание // Каспийское море: Гидрология и гидрохимия. М.: Наука, 1986. С. 177-182.
5. Тужилкин В.С., Гончаров А.В. О вентиляции глубинных вод Каспийского моря // Труды ГОИН. 2008. Вып. 211. С. 43-64.
6. Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Архипкин В.С., Никонова Р.Е. Гидрология Каспийского моря: многолетняя изменчивость в связи с вариациями климата // Вестник Московского университета. Сер. 5. География, 2011. № 2. С. 62-71.
7. Зубов Н.Н. Динамическая океанология. М.-Л.: Гидрометеоиздат, 1947. 430 с.
8. Архипова, Е.Г. Тепловой баланс Каспийского моря / Е.Г. Архипова // Тр. ГОИН. 1957. Вып. 35. С. 3-101.
9. Сапожников В.В., Кивва К.К., Метревели М.П., Мордасова Н.В. Итоги мониторинга изменений гидрохимической структуры Среднего и Южного Каспия за период 1995-2006 гг. // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 212-216.
10. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteor. Soc., 1996. V. 77. P. 437-470.
11. Скороход А.И., Цыцарин А.Г. Об уравнениях состояния каспийских вод // Тр. ГОИН. 1995. Вып. 3. С. 63-72.

Calculations of the Central and Southern Caspian Sea winter convection penetration depth have been done by N.N. Zubov method using NCEP/NCAR heat fluxes and *in situ* data for the interval between 1969 and 2007. Intensification of winter cooling events and ventilation of deep layers by both winter convection and cascading in 2005-2008 is described.

Кивва К.К.[1], Полякова А.В.[2]
([1]ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», Москва, kirill.kivva@gmail.com, [2]Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва)

Основные факторы изменения вертикальной гидрохимической структуры Каспийского моря

Kivva K.K.[1], Polyakova A.V.[2]
([1]Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, [2]Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Major factors of vertical hydrochemical structure changes in the Caspian Sea

Особенностью Каспийского моря является высокая степень межгодовой изменчивости характеристик его среды. В связи с этим в 1995 г. в преддверии очередной перестройки экосистемы и гидролого-гидрохимической структуры моря был начат регулярный мониторинг океанологических параметров среды моря [1]. Работы, проведенные в 1995-2011 гг. ВНИРО совместно с КаспНИРХ, позволили сделать вывод об изменениях гидрохимической структуры моря [2, 3], основными из которых являются накопление силикатов и фосфатов, развитие гипоксии и протекание процессов денитрификации (как следствие – уменьшение концентраций нитратов) в придонном слое глубоководных впадин (рис. 1). Целью представленной работы является попытка определить основные факторы изменения вертикальной гидрохимической структуры глубоководных впадин Каспийского моря.

Очевидно, вертикальная гидрохимическая структура формируется и изменяется под влиянием динамики вод и интенсивности процессов продукции и деструкции органического вещества в эвфотическом слое и его поступления («биологическая накачка») в нижележащие слои с последующей реминерализацией. Причем, существенные изменения вертикальной структуры могут происходить только под действием вертикального водообмена (вентиляции). По имеющимся в настоящее время представлениям, основным механизмом вентиляции глубоких и придонных слоев Каспийского моря является каскадинг – медленное опускание вод в квазигеострофическом режиме по склону Среднекаспийской котловины, распространение среднекаспийских вод до Апшеронского порога на горизонтах 150-300 м и сползание их до дна Южнокаспийской котловины [4, 5]. Новые исследования в этой области показали, что в 2005-2008 гг. наблюдалось высокое испарение и сильное охлаждение вод зимой, что должно было привести к более интенсивному каскадингу (см. данный сборник). Этот вывод находит подтверждение и по гидрохимическим данным: после 2005 г. произошло существенное уменьшение концентрации

силикатов и фосфатов и увеличение нитратов в глубоких частях Дербентской и Южнокаспийской котловин. Это могло произойти только за счет поступления бедных биогенными веществами и богатых кислородом поверхностных вод. К сожалению, данных о «биологической накачке» в Каспийском море почти нет, и, более того, трудно получить даже косвенные данные. Поэтому в представленной работе были использованы имеющиеся публикации по биомассе фитопланктона Каспийского моря за 1974-1976 [6] и 1983 гг. [7], а также ежегодные отчеты ФГУП «КаспНИРХ», в которых приводятся осредненные для Среднего и Южного Каспия значения биомассы фитопланктона в летнее время, удалось найти только таблицы со средними значениями. Методика расчета в использованных материалах нигде не была указана, поэтому необходимо подчеркнуть, что эти данные следует считать ориентировочными. Тем не менее, они дают представление об изменчивости летнего сообщества фитопланктона в 1974-2009 гг. Результаты представлены на рис. 2.

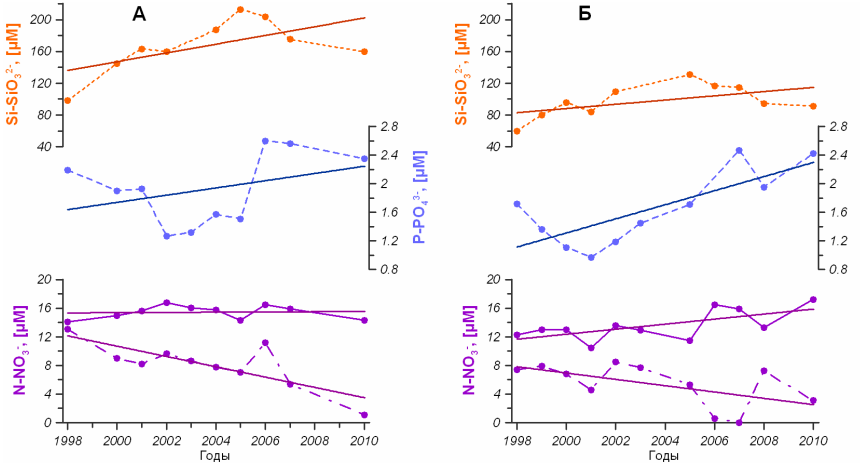


Рис. 1. Ход концентраций биогенных веществ в придонном слое, а также нитратов в слое их максимума (сплошная линия) в Дербентской (А) и Южнокаспийской впадинах (Б). Прямые – линейные тренды.

Рассмотрим изменение структуры сообщества фитопланктона с точки зрения основных формирующих видов, являющихся доминантными и составляющими 60-95 % численности и биомассы фитопланктона в рассматриваемые годы, а именно *Rhizosolenia calcar-avis* и *Exuviella cordata*. Поскольку эти два вида формируют в большинстве случаев более 80 % общей биомассы фитопланктона, по нашему мнению, в основном они ответственны за «биологическую накачку». *Rh. calcar-avis* – вид-вселенец,

появившийся в Каспийском море в 1934 г. [8] и быстро распространившийся по всей акватории. Уже в следующем году он составлял значительную часть сообщества и встречался повсеместно. *Rh. calcar-avis* является эвритермным и эвригалинным видом, в отличие от других подобных видов, встречаемых в Каспийском море. В связи с этим данному виду удалось вытеснить другой вид (эндемичный для Каспийского моря) этого рода – *Rh. fragilissima*, который являлся доминантой сообщества фитопланктона до вселения нового вида ризосолении. Вид-вселенец вегетирует круглый год (причем, с марта по октябрь включительно – активно), в отличие от эндемичного вида, который вегетирует только в марте-апреле и редко встречается в ноябре-декабре [8]. *Rh. calcar-avis* относится к «крупноклеточным» видам. Для Каспийского моря характерны длинные клетки диаметром 10-50 μм, а могут достигать и 100 μм в диаметре. В то же время эндемичная ризосоления имеет мелкие клетки и относится к мелким диатомовым. Диаметр ее клеток составляет 4-17 μм, длина 34-113 μм [8]. В начале XX века (естественный режим функционирования экосистемы моря) *Ex. cordata* – пирофитовая мелкоклеточная водоросль составляла почти 50 % биомассы и превосходила по численности все другие виды. Размер клеток *Ex. cordata* составляет 6.5-20 μм в длину, 5-16 μм в ширину, толщина клеток 3-10 μм [8].

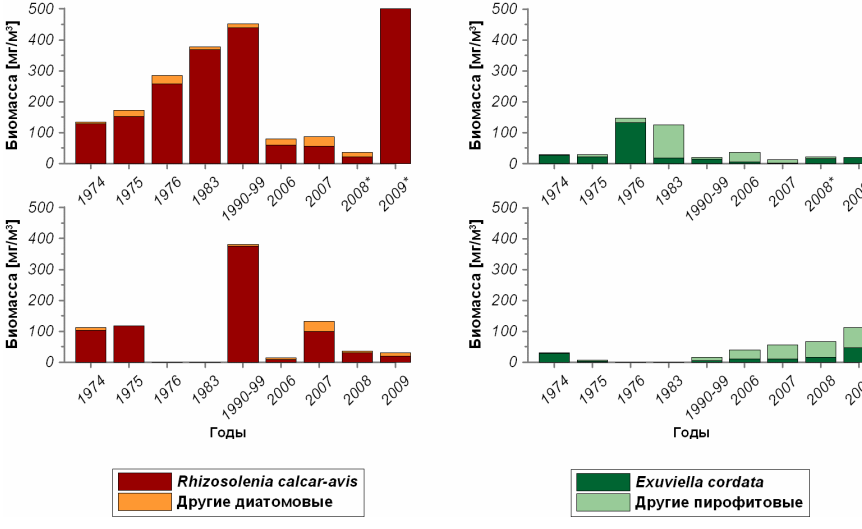


Рис. 2. Средняя биомасса основных доминант и доминирующих групп летнего сообщества фитопланктона в различные годы в Среднем (вверху) и в Южном Каспии (внизу). Источники: [6, 7], ежегодные отчеты КаспНИРХ

Rh. calcar-avis составляет 60-98 % биомассы диатомовых и, являясь «крупноклеточной» водорослью, по всей видимости, ответственна за высокие потоки кремния в придонный слой (рис. 2). Поскольку ее биомасса выше в Среднем Каспии, то и минеральный кремний накапливается там в больших количествах (рис. 1). Кроме того, отметим, что в 2000-х гг., как в Среднем, так и в Южном Каспии, наблюдались низкие значения биомассы фитопланктона и ризосолении в частности, что могло стать причиной замедления процесса накопления минерального фосфора и кремния (см. рис. 1А).

В годы с большой биомассой *Ex. cordata* и других «мелкоклеточных» водорослей следует ожидать увеличения потока детрита преимущественно в промежуточный слой, поскольку мелкий детрит, вероятно, разлагается в промежуточном слое, не достигая придонных горизонтов. В эти годы происходит увеличение концентраций нитратов в слое их максимума. Как отмечено выше, картина осложняется действием каскадинга.

Основные выводы работы. Для Среднего и Южного Каспия характерна высокая изменчивость величины продукции органического вещества, создаваемого фитопланктоном, биомасса которого имеет большую межгодовую изменчивость. Это сказывается на высокой межгодовой изменчивости интенсивности «биологической накачки». «Крупноклеточная» водоросль *Rh. calcar-avis* ответственна за увеличение концентраций силикатов в глубинных слоях Среднего и Южного Каспия. В середине 2000-х гг. наблюдался спад биомассы этого вида, что могло стать одной из причин замедления темпов накопления силикатов в придонном слое. «Мелкоклеточные» водоросли, и в первую очередь *Ex. cordata*, по всей видимости, вносят больший вклад в накопление веществ в промежуточном слое. Поскольку в Южном Каспии биомасса этих видов выше, накопление биогенных веществ в промежуточном слое (например, нитратов в слое их максимума) имеет более высокие темпы.

В данной работе рассмотрены имеющиеся данные по фитопланктону Каспийского моря и получены интересные результаты о его роли в формировании биогенной базы и гидрохимической структуры вод Каспийского моря в целом. Кроме того, в «биологической накачке» участвует также и зоопланктон, большую роль может играть желетелый планктон, что в работе не рассматривается. Поэтому очевидна необходимость дальнейшего изучения влияния продукции и деструкции органического вещества на вертикальную гидрохимическую структуру вод и проведения специальных исследований биогенной седиментации в Каспийском море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сапожников В.В. Комплексные гидрохимические и биохимические исследования Волго-Каспийской экспедиции на судах «Антарес» и ГС-194 (4 августа-10сентября 1995г.) // Океанология. 1996. Т. 36. № 1. С. 148-151.

2. Сапожников В.В. Процессы накопления биогенных элементов в глубоководных котловинах Среднего и Южного Каспия // Океанология. 2002. Т. 42. № 5. С.677-682.
3. Сапожников В.В., Киввa К.К., Метревели М.П., Мордасова Н.В. Итоги мониторинга изменений гидрохимической структуры Среднего и Южного Каспия за период 1995-2006 гг. // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 212-216.
4. Тужилкин В.С., Гончаров А.В. О вентиляции глубинных вод Каспийского моря // Труды ГОИН. 2008. Вып. 211. С. 43-64.
5. Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Архипкин В.С., Никонова Р.Е. Гидрология Каспийского моря: многолетняя изменчивость в связи с вариациями климата // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2011. № 2. С. 62-71.
6. Яблонская Е.А. Биология Каспийского моря. М.: Изд-во ВНИРО, 2007, 141 с.
7. Савина Л.В. Летний фитопланктон Среднего Каспия // Рыбохозяйственные исследования планктона. Часть II. Каспийское море: Сб. научных трудов / Кузьмичева В.И. (Отв. ред.). М.: ВНИРО. 1991. С. 77-95.
8. Прошкина-Лавренко А.И., Макарова И.В. Водоросли планктона Каспийского моря. Л.: Наука, 1968. 291 с.

General analysis of summer phytoplankton community variability in the Central and Southern basins of the Caspian Sea has been made for the interval from 1974-2009. High variability of major species biomass over this period is discussed. Interconnection of changes in hydrochemical structure with changes in both biological pump efficiency due to phytoplankton biomass variability and cascading processes is proposed.

Козина Н.В., Золотых Е.О., Демина Л.В.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, kozina_nina@bk.ru)

Минеральный состав, содержание органического углерода и аморфного кремнезема в поверхностных донных осадках Среднего Каспия

Kozina N.V., Zolotikh E.O., Demina L.V.
(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Mineral composition, organic carbon and amorphous silica content in the surface bottom sediments of the Central Caspian Sea

Средний Каспий имеет вид глубоководной впадины; в его средней части расположена Дербентская котловина, со всех сторон окруженная узким шельфом. Максимальная ее глубина 770-780 м. Так как простирание этой котловины направлено с северо-запада на юго-восток, мощное циклоническое течение сбрасывает в эту впадину-халистазу огромное количество тонкого кластического материала, смываемого с площадки северных районов моря или поступающего с водами Терека, Сулака и Самура.

В рельефе Среднего Каспия довольно четко выделяются шельф, склон и ложе впадины, причем в ее строении отчетливо проявляется асимметрия. На востоке развиты широкий шельф (55-90 км) и пологий склон, на западе ширина и наклон обоих элементов изменяются в противоположную сторону [1].

В ходе научно-исследовательских экспедиций на Каспийское море (Рифт 28, Рифт 30, Рифт 35) были отобраны пробы поверхностных донных осадков при помощи дночерпателя. Нами были изучены поверхностные донные отложения в слое 0-5 см в Среднем Каспии. В первую очередь поверхностные донные осадки были описаны.

Илистые отложения имеют цвет от зеленовато-серого и серого до темно-серого. В западной части Среднего Каспия илы содержат гидротроилитовые прослои. В глинистых илах встречены обломки ракушечного материала. Впоследствии был сделан гранулометрический анализ водно-механическим путем. По результатам гранулометрического анализа видно, что Средняя часть Каспийского моря сложена пелитовым материалом, причем западная и восточная части Каспийского моря различаются между собой. На западе содержание пелитовой фракции составляет 30-50%, к востоку оно постепенно возрастает. Закономерность такого распределения материала связано с рельефом дна, речным стоком и гидродинамическим режимом. Кроме того, большую роль играет эоловый материал, поступающий с восточной части Каспийского моря.

В поверхностных осадках было посчитано содержание органического углерода. Содержание Сорг в центральной части Каспийского моря в

Дербентской глубоководной котловине достигает максимальных значений 3-4%, в западной и восточной части его количество значительно уменьшается до 0,1-2%.

Были сделаны анализы на аморфный кремнезем. Максимальные количества аморфного кремнезема тяготеют к центральной части Среднего Каспия 6-8%, в западной части его содержание составляет 3,5-5%, в восточной части содержание аморфного кремнезема минимально 1,3-2%.

Был проанализирован минеральный состав поверхностных донных осадков. Для минералогического анализа использовалась крупноалевритовая фракция. Были выделены легкая и тяжелая фракции с помощью бромоформа (жидкость с большой плотностью). Далее минералы помещались на стеклянные пластинки с помощью канадского бальзама и изучались под оптическим микроскопом. Выход тяжелой фракции составил менее 1%. В Среднем Каспии видно высокое содержание аутигенного минерала - пирита от 25% до 30%. Такое большое количество пирита связано с грязевыми вулканами [2]. Средний Каспий характеризуется большим содержанием слюд (преимущественно биотита) 15-20%. Содержание слюд увеличивается от берега в сторону глубоководных районов моря. Содержание амфиболов в среднем около 5%, пироксенов около 1%, с запада на восток их содержание уменьшается. Данный комплекс минералов: биотит, роговая обманка, пироксены поступают с речным стоком с Кавказа. Повышенные содержания минералов группы эпидота 10-20% характерны для западной части Среднего Каспия. Главным их источником являются река Волга и реки западного побережья (преимущественно р. Самур и р. Кура). Количество устойчивых минералов (гранат, рутил, турмалин) составляет от 4% в восточной части до 8% в западной части Среднего Каспия. Такое распределение состава обусловлено с развитием в бассейне р. Сулак мощной толщи нижнеюрских сланцев, при размыве которых в береговую зону поступают устойчивые к разрушению минералы [5]. Содержание рудных минералов колеблется от 4% до 10%. В западной части их содержание составляет 10%, в центральной и восточной части около 3-4%. В восточной части наблюдается значительное содержание карбонатов около 15%. В осадках Среднего Каспия так же присутствуют в небольших количествах ставролит и дистен.

Легкая фракция состоит из кварца, полевых шпатов и кальцита. В восточной части наблюдается повышенное содержание кальцита. Малую долю составляет мусковит, глауконит, обломки пород и органогенные включения. В западной и центральной части Среднего Каспия полевые шпаты преобладают над кварцем, в восточной части содержание кварца увеличивается, и он является преобладающим минералом. Распределение основных минеральных компонентов подчинено двум главным факторам – удаленности от источников сноса и гидродинамическим условиям бассейна. В Средней части моря основным источником терригенных компонентов

является Волга и реки западного побережья. Их выносы распределяются по площади круговым течением. В восточной части на это накладывается разнос эолового материала.

Таким образом, здесь продемонстрировано распределение гранулометрического материала, содержание Сорг, аморфного кремнезема и минералов в поверхностных донных осадках Среднего Каспия и влияние различных факторов (речной сток, гидродинамический режим, эоловый разнос материала, морфология дна) на данное размещение.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проектов РФФИ 09-05-00945, 11-05-00456, Программы 21 Президиума РАН и гранта НШ–3714.2010.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каспийское море: Геология и нефтегазоносность / Л.И. Лебедев, И.А. Алексина, Л.С. Кулакова и др. / АН СССР, Гос. ком. СССР по науке и технике, Институт водных проблем. М.: Наука, 1983. 196 с.
2. Каспийское море: проблемы седиментогенеза / В.Н. Холодов, Ю.П. Хрусталев, И.Ю. Лубченко и др. / АН СССР, Гос. ком. СССР по науке и технике. М.: Наука, 1989. 183 с.
3. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря / И.Ф. Глумов, Я.П. Маловицкий, А.А. Новиков, Б.В. Сенин. М.: Недра, 2004. 342 с.
4. Современные осадки Каспийского моря / М.В. Кленова, В.Ф. Соловьев, Н.М. Артюнова, П.Г. Попов, Л.А. Ястребова, В.П. Батурин, Е.К. Копылова / М.: АН СССР, 1956. 302 с.
5. Хрусталев Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Ленинград: Наука, 1989. 261 с.

Samples of surface bottom sediments were collected in the Central Caspian Sea. Analyses were made on organic carbon content, amorphous silica and mineral composition.

Криксунов Е.А., Полонский Ю.М.
(Московский Государственный Университет, биофак, Москва, kriksunov@mail.ru)

Сопоставление ориентировочных прогнозных оценок воздействия техногенных выбросов нефтефлюидов и оценок воздействия лимитирующих факторов на состояние осетровых рыб Северного Каспия

Kriksunov E.A., Polonsky Yu.M.
(Moscow State University, biological faculty, Moscow)

Comparison of preliminary predicted assessments of the technogenic oil fluids' impact with evaluations of affecting of the limiting factors on a state of the sturgeons of the North Caspian Sea

Добыча углеводородного сырья и морские геологоразведочные работы на нефть и газ связаны с риском эпизодических и систематических поступлений в морскую среду нефтефлюидов – нефти, нефтепродуктов, пластовой жидкости и др. Негативное воздействие нефтяного загрязнения на экосистему моря, её компоненты, в том числе рыб, хорошо известно. Известно также, что состояние промысловых биоресурсов зависит от множества природных условий и антропогенных воздействий. К последним относятся аварийное загрязнение и промысел рыб.

Влияние промысла различного генезиса на состояние запасов осетровых рыб на Северном Каспии оценено в работе Е.А. Криксунова и др. (2010). Показано, что в настоящее время главным фактором воздействия, препятствующим восстановлению запасов осетровых Северного Каспия, является масштабное браконьерство, изымающее порядка 6 тыс. т русского осетра в год. В связи с непрекращающимся снижением запасов осетровых рыб (во многом обусловленным действием браконьерства) принято решение о фактическом отказе от легального промысла, по крайней мере, до 2013 г. Согласно гос. плану по противодействию незаконному промыслу, к этому времени браконьерство будет полностью изжито, а остатки запасов будут изыматься исключительно на основе научно обоснованных квот.

Попытка количественного сопоставления оценок воздействия на запасы осетровых рыб Северного Каспия аварийного разлива и браконьерства приводит к выводу: аварийный разлив оказывает значительное воздействие, однако, его интенсивность не позволяет считать данный вид воздействия сопоставимым с действием браконьерства.

The scale poaching is the limiting factor of affecting on stores of the sturgeons of the North Caspian Sea. The poachers except annually up to 6 thousand tons of the sturgeons, that precludes with regeneration of stores. Emergency with overflow oil of fluids renders considerable affecting, however, this factor is much more gentle than poaching.

Либина Н.В.[1], Черников А.Г.[2]
([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, lnatvit@mail.ru;
[2]ООО «Газпром ВНИИ ГАЗ», Пос. Развилка, Московская обл.,
A_Chernikov@vniigaz.gazprom.ru)

Построение скоростных 3-D моделей Каспийского региона методом Марковской гипсотомографии

Libina N.V.[1], Chernikov A.G.[2]
([1]Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; [2]«Gazprom VNII GAZ», Razvilka)

Construction of speed 3-D models of the Caspian region by Markov gipsotomografii

В Каспийском регионе выполнен большой объем геологических и геофизических исследований. В то же время изученность в различных районах Каспия не равномерна. Наиболее полно изучен Южный Каспий по сравнению с Северным и Средним. Недостаточна изученность взаимоотношений структурных элементов суши и моря [1]. 3-D модели создаются только для локальных участков разведуемых месторождений, при этом получаемые данные не публикуются.

Авторами представленного материала разработан принципиально новый метод изучения строения массива – марковская гипсотомография [2]. Метод основан на том, что многие природные процессы, в том числе геологические, характеризуются тем, что в них наблюдается некоторое влияние предшествующих событий на последующие. Такие процессы получили название марковских, в честь разработавшего в 1907 году эту теорию российского математика А.А. Маркова [3].

Геологические объекты и процессы, представленные в виде последовательности дискретных состояний, называемых марковской цепью, можно описывать и моделировать с помощью матриц переходных вероятностей, при условии, что они должны обладать марковским свойством. Под термином «марковское свойство» или просто «марковость» понимают наличие зависимости вероятности конкретного состояния от непосредственно предшествующего, или предшествующих - для цепей высоких порядков [4].

Способ изучения глубинного строения массива горных пород базируется на предположении о наследовании марковских свойств рельефа подстилающих горизонтов в марковских свойствах поверхности перекрывающих наслоений. В этом случае, согласно теории марковских процессов, предыдущее состояние (марковость подстилающего слоя) вероятностно определяет состояние последующее – марковость покрывающего слоя. Следовательно, изучая определенным образом марковские свойства рельефа на дневной поверхности, представляется возможным решить обратную задачу – извлечь информацию об изменении

марковских свойств с глубиной, а следовательно, и о глубинном строении массива. Для реализации этой идеи используются результаты регистрации измерениий рельефа поверхности Земли, преобразованные в дискретную числовую последовательность, и система обработки, позволяющая выполнять прогноз (зондирование) строения массива путем марковского преобразования измеренных свойств, как по профилям, так и по площадям наблюдений [2].

Метод защищен авторским свидетельством [5], создан программно-методический комплекс осуществляющий последовательность операций от марковских преобразований батиметрических данных, пересчета их в глубинную 3-D модель, проведения марковской петрофизической инверсии до визуализации в виде томограмм, по различным сечениям моделируемого массива.

Для расчета 3-D модели внутреннего строения Каспийского региона в качестве исходных данных была использована цифровая модель рельефа дна Каспийского моря [6, 7].

Площадь моделирования обозначена на карте (рис. 1) пунктирной линией, с расстоянием между узлами 2 км. Выбранная частота зондирования (число марковских состояний в последовательности) и длины зондирующих последовательностей обеспечили расчет марковских свойств массива до глубин 6.6 километров. По рассчитанному кубу изменчивости марковских свойств, инвертированных в значения кажущихся скоростей продольных волн, были построены томограммы – разрезы. На рис. 1 показаны разрезы с шагом 1^0 по географической сетке координат, соответственно меридионального направления (X) и зонального направления (Y).

Для сопоставления прогнозных расчетов с имеющимися геологическими данными из той же цифровой карты был выделен фрагмент, включающий разрез, полученный на основе сейсмо-геологических исследований, проводившихся ранее в этом районе Каспийского моря [8].

Расчет 3-D модели выполнен с шагом данных 1 км. На рис. 2 показан набор томограмм, полученных по трем взаимно ортогональным сечениям модельного куба скорости размером 650x230x5 километров, рассчитанного по площади, приведенной в верхней части рис. 2 и выделенного на карте рис. 1 прямоугольником. Пунктирной линией показано примерное положение геологического разреза.

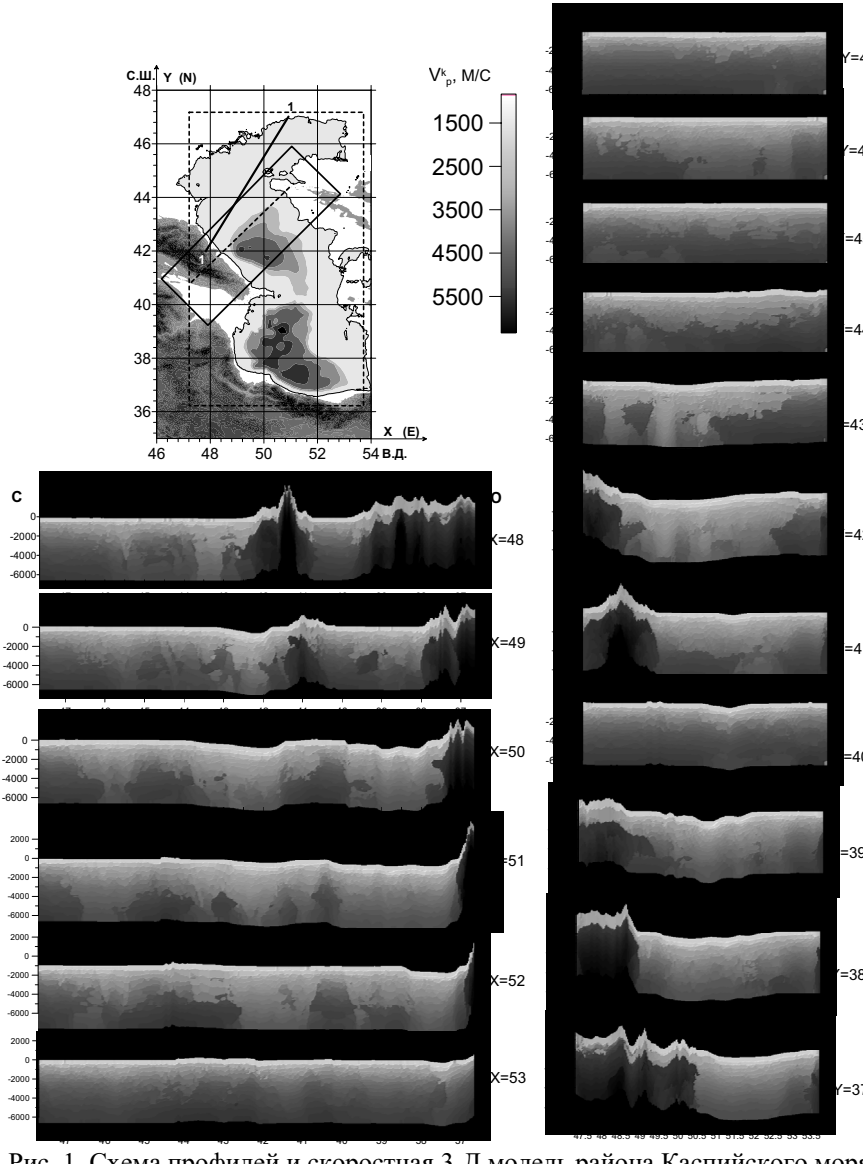


Рис. 1. Схема профилей и скоростная 3-Д модель района Каспийского моря

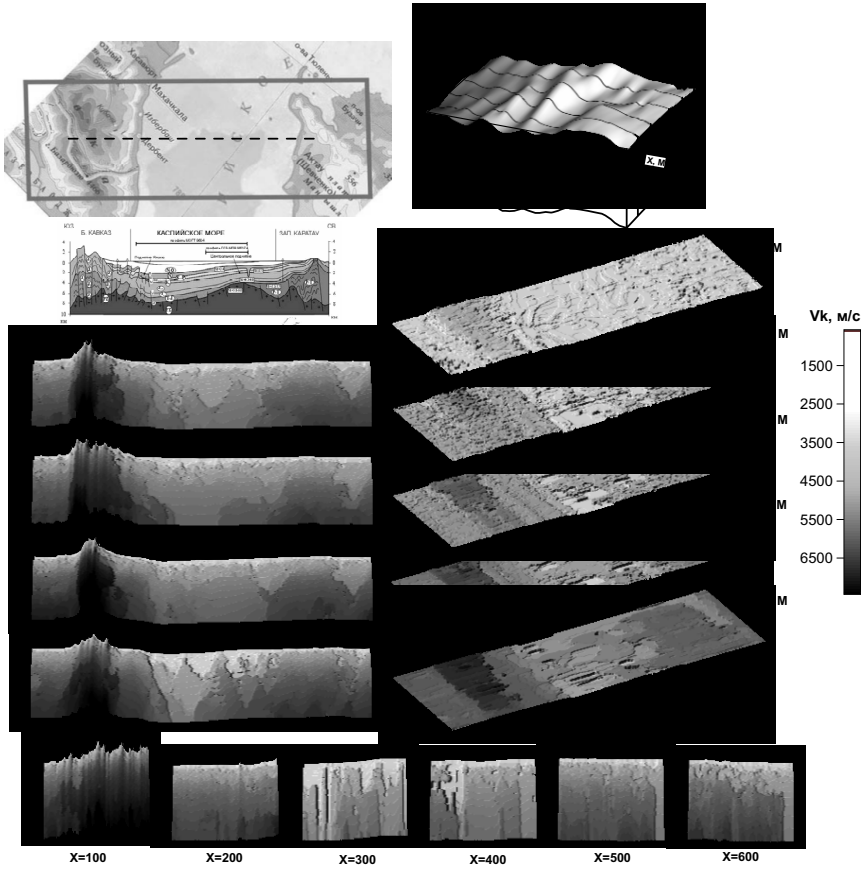


Рис. 2. Скоростная 3-Д модель участка Каспийского моря, выделенного на схеме профилей прямоугольником

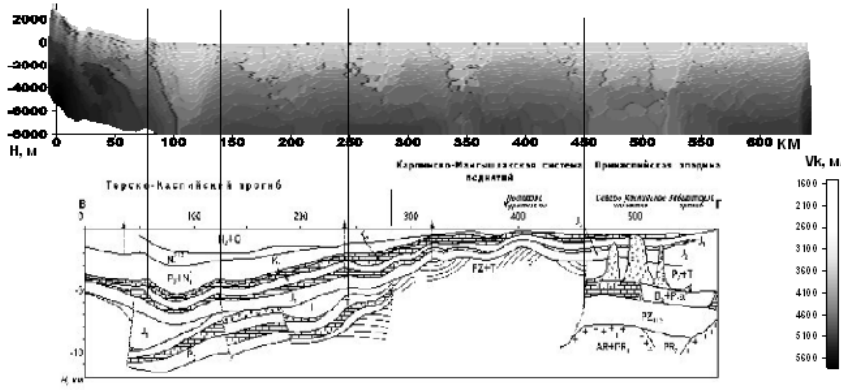


Рис. 3. Сопоставление рассчитанного разреза (1-1 на рис. 1), с геологическим разрезом вдоль профиля ГСЗ [9]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. 342 с.

2. Черников А.Г., Матушкин М.Б., Либина Н.В. Изучение внутреннего строения Земли на основе марковского анализа гипсометрии ее поверхности // Разведка и охрана недр. М., 2001. № 2.С. 57-59.

3. Марков А.А. Исследование замечательного случая зависимых испытаний // Изв. Петерб. АН (6). 1907. Т. 1. № 3. С. 61-80.

4. Вистелиус А.Б. Основы математической геологии. Л.: Наука, 1980.

5. Черников А.Г., Либина Н.В., Матушкин М.Б. Патент на изобретение «Способ выявления внутренних неоднородностей Земли», № 2293361, 2004.

6. Болгов М.В., Г.Ф. Красножон, А.А. Любушин. Каспийское море: экстремальные гидрологические события. М.: Наука, 2007. 382 с.

7. Цифровая модель рельефа дна Каспийского моря. http://www.caspi.ru/.

8. А.В. Хортов, Ю.П. Непрочнов. Глубинное строение и некоторые аспекты нефтегазоносности южных морей России.// Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 114-122.

9. Д.Л. Федоров. Каспийский мегабассейн-особенности геодинамики и нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 2006. № 1. С. 11-16.

Markov gipsotomografiya is a new way to build a model of the internal structure of rock mass and is based on the data processing the earth's surface topography. The article shows the opportunities of calculating speed 3-D models of the Caspian region.

Лукашин В.Н., Амбросимов А.К., Либина Н.В., Корж А.О., Мутовкин А.Д., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Гольдин Ю.А.
(Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, lukashin@ocean.ru)

Исследование системы Каспийского моря в 35-м рейсе НИС «Рифт»

Lukashin V.N., Ambrosimov A.K., Libina N.V., Korzh A.O., Mutovkin A.D., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Goldin Yu.A.
(Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow)

Study of the Caspian Sea system in 35 cruise of the r/v Rift

В рамках Проекта Президиума РАН «Мировой океан» в 2010 г. была проведена многодисциплинарная экспедиция – 35-й рейс НИС «Рифт» (4 - 19 июня 2010 г.), целью которой было исследование системы Каспийского моря. Проводились исследования гидрофизических, гидрохимических, седиментологических и геологических характеристик атмосферы, толщи воды и донных осадков. Работы проводились в Среднем Каспии и на субмеридиональном разрезе через Каспийское море (рис. 1).

В рейсе было выполнено 46 станций, на которых были проведены гидрофизические, гидрооптические, гидрохимические, седиментологические и геологические работы. Гидрофизические работы включали зондирование водной толщи CTD-зондом Idronaut Ocean 316, а также измерение течений во всей толщи воды акустическим профилографом ADCP Nortek Continental. Проводился отбор воды для гидрохимических и биогеохимических исследований, определение хлорофилла «а» оптическим методом, для определения концентраций взвеси. На борту судна производились определения гидрохимических параметров O_2, Si, PO_4, пигментов хлорофилла «а» и феофитина с использованием флюориментра Trilogy Fluorometer (mod. 7200-000), а также исследование размерного спектра (счетчик Коултера Multisizer 3). На станциях проводился также отбор донных осадков грунтовой трубкой, дночерпателем и мультикорером. Были удачно подняты все притопленные буйковые станции (ПБС) с седиментационными ловушками и измерителями течений «Поток-М», поставленные в 32-м рейсе НИС «Рифт». Они работали с сентября 2009 г. по июнь 2010 г. и накопили осадочный материал и информацию по течениям за 8 месяцев, что очень важно для исследования изменчивости потоков вещества и течений. На всех переходах работала проточная лаборатория для непрерывного измерения in situ температуры воды, растворенного органического вещества (РОВ) и хлорофилла «а». На переходах постоянно проводилось сейсмоакустическое профилирование профилографами «Геонт-шельф» и «SES-2000 standard». В течение рейса

регулярно принимались спутниковые карты распределения в поверхностных водах температуры, концентраций хлорофилла-«а» и концентраций взвеси.

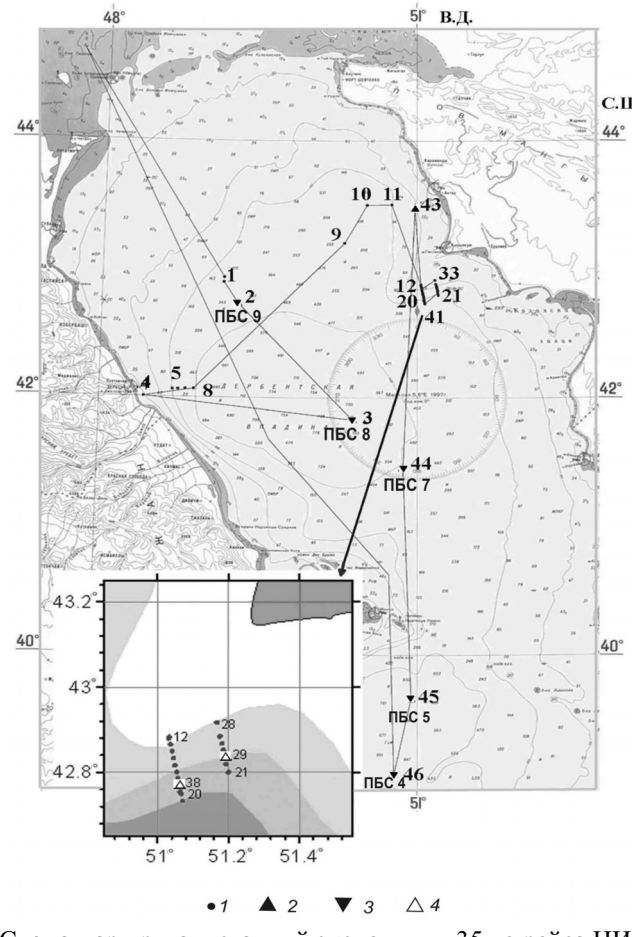


Рис. 1. Схема маршрута и станций экспедиции 35-го рейса НИС «Рифт». *1* - станции комплексных исследований, *2* - установленные ПБС, *3* - поднятые ПБС, *4* - временные ПБС с профилографом Nortek Continental

В северо-западной части Среднего Каспия была проведена сейсмоакустическая съемка палеорусла Волги, обнаруженного ранее. На площади 45х5 км было выполнено 98 галсов длиной по 5 км и с расстояниями между ними от 200 м до 2 км на глубинах от 80 до более 400 м. По данным съемки, глубина каньона составляет от 30 до 60 м, а ширина - от 1 до 2 км. В низовьях палеорусла на глубине 420 м, в точке ПБС 9,

поставленной в 32-м рейсе НИС «Рифт», была выполнена комплексная станция 2. Данные зондирования показали картину, характерную для Дербентской впадины (см. ниже). Нефелометрическая мутность увеличивается у дна, указывая на присутствие нефелоидного слоя, что подтвердилось повышением концентраций взвеси. Донные осадки, по пробам из мультикорера, представлены разжиженным пелитово-алевритовывм материалом. Обработка измерений измерителя течений «Поток-М», стоявшего на ПБС 9 в 15 м от дна, показала, что течение направлено по простиранию палеорусла в юго-юго-западном направлении ~ 201^0 со средней скоростью 2.7 см/с, с возрастанием скорости до 10-20 см/с. Максимальные скорости течений до 33 см/с наблюдались в зимний сезон. Наличие нефелоидного слоя, движущегося по руслу, свидетельствует, что исследуемое палеорусло Волги является выводным каналом, выносящим тонкий осадочный материал в глубоководную часть Дербентской впадины.

В Дербентской впадине и на ее склонах выполнены комплексные станции 2, 3, 7, 8. 9, 10. Гидрофизические исследования показали, что в центре Среднего Каспия основные характеристики соответствуют многолетним данным для июня. Верхний перемешанный слой с температурой около 23°С составляет 15 м, далее слой скачка с высокими градиентами изменения характеристик достигает глубины 50-60 м, где температура воды около 8°С, а затем температура медленно понижается глубине 500 м. Соленость в перемешанном слое составляет 11.23‰, в слое скачка слегка увеличивается и растет до 11.42‰. На станциях склона отмечается нефелоидный слой.

В восточной части Среднего Каспия, где наблюдается эпизодический летний апвеллинг, были проведены комплексные исследования для уточнения характеристик изменчивости течения и температуры у восточного побережья моря. Были выполнены два меридиональных параллельных разреза по 10 станций каждый (врезка на рис.1). Выбор местоположения полигона определялся исходя из предположения, что Песчаномысское поднятие в значительной степени определяет структуру течений в восточном секторе Среднего Каспия. Распределение поверхностной температуры, хлорофилла и растворенной органики по разрезам показывает, что при движении водных масс вверх по склону Песчаномысского поднятия температура на более глубоководном разрезе растет с 21^0 до 22^0С, а на более мелководном падает с 22.6 до 22.2^0С. Концентрации хлорофилла на более глубоком разрезе уменьшаются с 0.12 до 0.02 мкг/л, а на «мелководном» - они незначительны (менее 0.02 мкг/л) и при движении на север уменьшаются практически до нуля, концентрации растворенного органического вещества на первом разрезе увеличиваются с юга на север, а на втором – практически не меняются.

Анализ результатов измерения течений показал, что при подходе с южной стороны к Песчаномысскому поднятию при глубине моря около 200

м появляется вертикальная составляющая скорости течения - около 6 см/с, которая показывает, что воды здесь поднимаются вверх, перемещая термоклин ближе к поверхности. Показания измерителей течений, установленных на свале глубин, указывают на разделение течения основного циклонического круговорота Среднего Каспия – одна его ветвь отводится Песчаномысским поднятием на запад в глубоководную часть моря, а другая выдавливается на мелководную часть поднятия. После пересечения поднятия течение опускается в Южно-Бузачинский прогиб, после чего упирается в Мангышлакский порог и отворачивает на запад, где в северо-западной части круговорота вновь смыкается с ним, образуя замкнутую систему.

Интересные результаты были получены с использованием проточной лаборатории при пересечении приустьевой фронтальной зоны реки Волга. Такое пересечение было выполнено дважды в начале и в конце рейса. Здесь была зарегистрирована система резких фронтальных разделов, проявляющихся в распределениях измерявшихся характеристик. Такие подробные распределения на всей фронтальной приустьевой зоне получены впервые. В конце рейса были отобраны поверхностные пробы на взвесь и гидрохимические характеристики. Изучено их распределение на маргинальном фильтре Волги.

В Каспийском море течения в верхнем однородном слое над термоклином определяются, главным образом, ветром. Под термоклинном течения более стабильны и изменяются в соответствии с физическими процессами, происходящими в водной толще и атмосфере. Нами впервые измерены течения измерителями течений «Поток-М», установленных на долговременных притопленных буйковых станциях на Транскаспийском разрезе (см. рис. 1).

Основные результаты наблюдений представлены на рис. 2. Предварительный анализ данных показал следующее. Течение в циклоническом круговороте Среднего Каспия осуществляется во всей толще моря, скорость течения усиливается зимой и ослабевает летом. При этом в центральной части круговорота, у дна, средние скорости ослабевают практически до нуля, а на периферии достигают 10 см/с. Отклонение от этого наблюдалось в пределах палеорусла Волги, где придонное течение следовало по палеоруслу;

Во всей толще Среднего Каспия наблюдаются колебания скорости течений с периодом около 5 суток, природа которых, возможно, связана с баротропной изменчивостью метеоусловий в данном регионе.

Анализ придонных течений, проведенных ИОРАН в 2004-2010 гг., указывает на то, что центр придонного циклонического круговорота Среднего Каспия несколько смещен относительно центра глубоководной котловины к западному берегу;

Данные течений для водной толщи Южного Каспия на ПБС 4 и ПБС-5

(рис.2) показывают, что здесь преобладает мезомасштабная изменчивость на временных масштабах около 30-40 дней. Максимальные скорости течений до 19 см/с наблюдались на горизонте 120 м и 6-8 см/с – у дна.

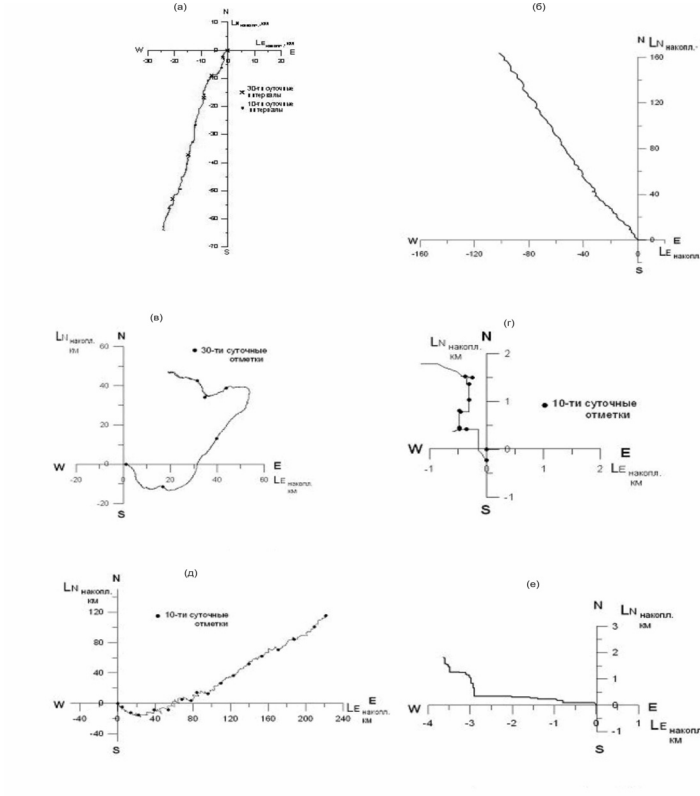


Рис. 2. Прогрессивные диаграммы течений, по данным измерителей течений «Поток» за период с 13.09.2009г. по 27.02.2010 г., работавших на ПБС транскаспийского разреза. (а) – ПБС 9, горизонт 405 м; (б) – ПБС 8, горизонт 750 м; (в) - ПБС 5, горизонт 120 м; (г) – ПБС 5, горизонт 710 м; (д) – ПБС 7, горизонт 465 м; (е) – ПБС 4, горизонт 958 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 21, гранта РФФИ №11-05-00456а, НШ-3714.2010.5.

Some results of studies in 35 cruise of the r/v "Rift" jn the Caspian Sea are presented.

Панин Г.Н.
(Институт водных проблем РАН, Москва, panin@aqua.laser.ru)

Вариации климатических изменений Северной Евразии и Каспия

Panin G.N.
(Institute of Water Problems RAS, Moscow)

Variations of climate changes Northern Eurasia and Caspian regions

Многочисленные исследования указывают на возможность будущего потепления климата, вызванного антропогенным ростом парниковых газов. Несмотря на бесспорные успехи, достигнутые в последние годы в области численного моделирования климата, предпринятые до настоящего времени попытки сравнения результатов численного моделирования регионального климата с данными наблюдений часто представляются весьма схематичными, и достоверность регионального прогнозирования, особенно арктического иногда вызывает сомнения. По крайней мере, троекратную смену направления тенденций температуры в XX в. признанные модели не воспроизводят при моделировании климата Арктики. Основное недоверие к результатам прогнозирования изменений климата связано с тем, что современные модели дают линейный или логарифмический рост температуры воздуха, и понижение температуры в период с 1940-х – по 1970-е гг. не находит физического объяснения, т.к. рост концентрации парниковых газов происходил непрерывно.

Заметим, что проблемой изменения климата Земли, и, в особенности полярных ее зон, занимаются давно и основательно. Можно выделить работы [1-4, 9, 12-19] и др.

Численное моделирование уровенного режима Каспийского моря также приводит к противоречивым результатам. Например, Arpe и Roeckner [10], проанализировав изменения в гидрологическом цикле нескольких бассейнов, включая Каспийское море, получили увеличение атмосферных осадков и поверхностного стока. Полученные Arpe и Roeckner [10] результаты свидетельствуют о подъеме уровня Каспийского моря в 21 веке. Новые исследования этого региона, выполненные Elguindi и Giorgi [11] для разных сценариев (IPCC A2 и A1b) показали, что в течение 21-ого века по большинству моделей ожидается устойчивое снижение уровня Каспийского моря. Предсказанное Elguindi и Giorgi [11] снижение уровня Каспийского моря противоречит тому, что было предварительно предсказано Arpe и Roeckner [10]. Основная причина отмеченных противоречий связана с использованием разных параметризаций для испарения (модели, использующие более сильную зависимость испарения с повышением температуры воздуха, приводят к более сильному снижению уровня

Каспия).

В настоящей работе основное внимание уделяется объяснению причин вариации температуры, имевшей место в XX столетии, и, в особенности, похолодания в Северном полушарии в период с 1940-х – по 1970-е годы. Развивается концепция, позволяющая предложить новый сценарий возможных климатических изменений в XXI столетии и, в особенности, полярных зон Земли. Предложен возможный сценарий изменения уровня Каспия на перспективу.

Параметризация и сценарий прогноза климатических изменений полярных зон Земли в XXI веке

Наши исследования [5-8] позволяют считать обоснованным физически и подтвержденным данными наблюдений положение о том, что происходящие на протяжении последнего столетия глобальные и региональные изменения климата, в том числе изменения вектора скорости ветра в регионе от Арктики до Каспийского моря, являются результатом естественного климатических изменений, на которые накладываются такие климатообразующие факторы, как рост концентрации термодинамически активных газов в атмосфере. На примере Каспийского моря и Европейской территории России выявлены значимые тренды в модуле скорости ветра, дано объяснение причин изменения испарения и осадков в бассейне Каспийского моря и его уровня. Исследования ведутся с использованием уравнений водного баланса моря и баланса влаги над его бассейном. В итоге было показано, что смена тенденций региональных климатических изменений происходит через 30–35 лет, и что они в целом имеют квазипериодический характер с периодом ~ 60 - 65 лет.

Привлечение подобной информации показывает, что фон линейного или логарифмического роста температуры воздуха в XXI веке может быть дополнен квазипериодическими составляющими ее колебания.

Очевидно, что формулировать сказанное выше можно в следующем виде:

$$T(x,y,t) \approx T_{IPCC}(x,y,t) \pm \Delta T_{ER}(x,y,t), \qquad (1)$$

где: $T(x,y,t)$ - прогнозируемая температура приземного воздуха, $T_{IPCC}(x,y,t)$ - температура, прогнозируемая МГЭИК ООН, $\Delta T_{ER}(x,y,t)$ - циклические изменения температуры приземного воздуха.

Выражение (1) перепишем в виде:

$$T(x,y,t) \approx T_{IPCC}(x,y,t) \pm F(\omega), \qquad (2)$$

где $F(\omega)$ функция, которую следует найти, ω - циклическая частота колебаний, $\omega = 2\pi f$ (f - частота колебаний).

В первом приближении можно предложить учитывать циклический эффект в виде:

$$T(x,y,t) \approx T_{IPCC} + k \sin \omega t , \qquad (3)$$

где k – эмпирический коэффициент, характеризующий географическую широту (на полюсе k принимает максимальное значение, а с приближением к экватору стремится к нулю). Из (3), в частности, следует, что в районе экватора циклическим эффектом можно пренебречь.

Приведенные оценки, таким образом, показывают, что прогнозы изменений климата в XXI столетии с помощью численных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, которые дают линейную или логарифмическую зависимость между изменениями температуры воздуха и концентрации парниковых газов в атмосфере, могут быть скорректированы, если учесть циклические особенности изменения климатической системы. Новый сценарий возможных климатических изменений полярных зон в XXI столетии, базирующийся на композиции “парникового“ и “циклического” эффектов фактически представляет собой линейный рост температуры, который усложнен квазипериодическими изменения с периодом 30-35 лет.

Новый подход, базирующийся на композиции “парникового“ и “циклического” эффектов, позволяет дать не только объяснение роста температуры, вызванное эмиссий парниковых газов, но и вариации регионального и глобального климата (в частности, наблюдавшееся похолодание в 1940-1970-х годах).

Согласно нашему сценарию, в ближайшие 30 лет XXI в. региональные климатические изменения можно характеризовать как временное похолодание, происходящее на фоне глобального потепления. В течение следующих 30-35 лет (начиная примерно с 2040 г.) учет указанной цикличности приведет к новой, еще более существенной, чем наблюдалась в последние годы, скорости изменения климата и соответственно более сильному потеплению, чем это следует из результатов моделирования МГЭИК (*IPCC*). В следующие более чем три десятилетия повышение температуры воздуха вследствие увеличения количества парниковых газов в атмосфере снова замедлится, то есть они станут менее стремительными, чем следует из результатов моделирования МГЭИК (*IPCC*).

Показано, что изменения уровня Каспийского моря, связанные с испарением, сильнее (почти в 3 раза) зависят от изменений атмосферной циркуляции, чем от изменения температуры. В период до ~ 2035 г. уровень

Каспия будет снижаться (негативная стадия 60-летнего цикла и NAOI стадии в этот период), но затем наступит период нового подъема уровня воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Израэль Ю.А. Прогнозирование антропогенных воздействий на климат в условиях реализации Киотского протокола // В мире науки. 2006. № 10. С. 8-11.
2. Мелешко В.П., Голицын Г.С., Говоркова В.А. и др. Возможные антропогенные изменения климата России в XXI веке: оценки по ансамблю климатических моделей // Метеорология и гидрология. 2004. № 4. С. 38-49.
3. Мохов И.И., Демченко П.Ф., Елисеев А.В. и др. Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX-XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 5. С. 629-642.
4. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч. Оценки возможных региональных изменений гидрологического режима в XXI веке на основе глобальных климатических моделей // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 150-165.
5. Панин Г.Н., Дзюба А.В. Изменение направления и скорости ветра от Арктики до Каспийского моря // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 6. С.737-753.
6. Панин Г.Н., Выручалкина Т.Ю., Соломонова И.В. Анализ климатических тенденций в высоких широтах северного полушария // Изв. РАН, серия географическая. 2008. № 6. С. 31-41
7. Панин Г.Н. Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях // ДАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 397-402.
8. Панин Г.Н., Соломонова И.В., Выручалкина Т.Ю. Климатические тенденции в средних и высоких широтах Северного полушария, Водные ресурсы. 2009. № 6. С. 743-756.
9. Школьник И.М., Мелешко В.П., Катцов В.М. Возможные изменения климата на европейской части России и сопредельных территорий к концу XXI века: расчет с региональной моделью ГГО // Метеорология и гидрология. 2006. № 3. С. 5-16.
10. Arpe K., L. Bengtsson, G.S. Golitsyn, I.I. Mokhov, V.A. Semenov and P.V. Sporyshev Connection between Caspian Sea level Variability and ENSO // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 2693-2696.
11. Elguindi N., F. Giorgi Projected changes in the Caspian Sea level for the 21st century based on the latest AOGCM simulations // Geoph. Res. Letter. 2006. V. 33. L08706. 4pp.
12. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic – A Possible Mechanism // Journal of Climate. October 2004. P. 4045-4057.
13. Folland C.K., Rayner N.A., Brown S.J. et al. Global temperature change and

its uncertainties since 1861 // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. P. 2621-2624.
14. Climate Change 2007: The Physical Scientific Basis. IPCC, 2007, http://www.ipcc.ch/.
15. Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W. et al. Arctic climate change – Observed and modeled temperature and sea ice variability // Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Report No. 218, Bergen 2002; Tellus 2004. 56A. P. 328 –341.
16. Jones P.D., M. New, D.E. Parker, S. Martin, I.G. Rigor Surface air temperature and its changes over the past 150 years // Rev. Geophys. 1999. V. 37. P. 173–199.
17. Parker D.E., Jones P.D., Folland C.K., Bevan A. Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 14373-14399 (R).
18. Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Alekseev G.V. et al. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875 – 2000 // Journal of Climate. 2003. V. 16. P. 2067-2077.
19. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B. et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. P. 201-222.

Variations of climate changes Northern Eurasia and Caspian regions are discussed. The sea level changing of the Caspian Sea relating to the evaporation is depended on the circulation of the atmosphere more than on the temperature's variations. The authors assume the level is decreasing till 2035, but then the stage of the level lift will come.

Паутова Л.А.[1], Силкин В.А.[2], Востоков С.В.[1]
([1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Российская академия наук, Москва, Россия; [2]Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова, Российская академия наук, Геленджик, Россия)

Структура летних планктонных фитоценов глубоководной части Среднего Каспия

Pautova L.A.[1], Silkin V.A.[2], Vostokov S.V.[1]
([1]P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; [2]P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Southern Department, Russian Academy of Sciences, Gelendzhik, Russia)

Summer plankton phytocenosis structure in the deep water Middle Caspian Sea

Исследование фитопланктона Каспийского моря началось в первой половине прошлого века. За это время был накоплен определенный объем данных о видовой и количественной структуре планктонных фитоценов различных его районов [12, 10, 2, 6, 4, 5, 7, 3, 8].Так, было показано, что во второй половине прошлого века крупная диатомея *Pseudosolenia calcar-avis*, вселившаяся в Каспий из Черного моря, практически вытеснила доминирующую каспийскую диатомовую водоросль *Dactyliosolen fragilissimus* и существенно потеснила другой традиционный для моря вид – динофлагелляту *Prorocentrum cordatum*. Мощные «цветения» *P. calcar-avis* были характерны для 80-х – начала 90-х годов и наблюдались практически по всей акватории Среднего и Южного Каспия. Однако, в 90-х годах исследователями ВНИРО и КаспНИИРХа впервые было зарегистрировано появление в фитопланктоне новых для моря видов-вселенцев из Черного моря – *Cerataulina pelagica, Pseudo-nitzschia seriata,* ставших устойчивыми компонентами планктонных фитоценов [11, 1, 9]. К этому же периоду относится начало снижения роли *P. calcar-avis* в формировании структуры каспийского фитопланктона.

В 2004-2008 гг. Институтом океанологии РАН в различные сезоны года проводились исследования фитопланктона, имевшие целью определение современного состояния планктонных фитоценов – особенностей их видовой, количественной и пространственно-временной структуры, роли видов – вселенцев, вклада водорослей мелкоклеточных фракций (мелких флагеллят и пикопланктона) в численность и биомассу фитоцена, связи видовой и количественной структуры сообщества с гидрофизическими и гидрофизическими параметрами и, в конечном счете, характера и степени воздействия наблюдающихся в последние годы климатических изменений и экологических новаций антропогенного характера на каспийский фитопланктон. Целью настоящей работы является анализ структуры летних планктонных фитоценов центральной глубоководной части Среднего Каспия по материалам 2004-2006 гг.

Батометрические пробы для определения структуры фитопланктона были собраны в мае, июне и августе 2004-2006 гг. с борта НИС «Рифт» на 17 станциях в центральной глубоководной части Среднего Каспия над глубинами 400-600 м. Методы отбора, фиксации и камеральной обработки проб были стандартными, принятыми в ИО РАН. Учитывались водоросли всех систематических групп и размерных фракций, включая фракцию пикопланктона (клетки с линейными размерами 1-2 мкм).

Во второй половине мая в исследованном районе наблюдалось массовое развитие фитопланктона, при этом биомасса диатомовой компоненты на отдельных горизонтах соответствовала уровню цветения (1,5 г/м^3). В среднем для слоя 0-25 м общая сырая биомасса составила 0,4 г/м^3.В верхнем 10-метровом слое над сезонным термоклином доминировали представители тепловодного комплекса – мелкоклеточная диатомея *Chaetoceros subtilis var. abnormis* f. *simplex* и мелкая миксотрофная динофлагеллята *Prorocentrum cordatum* (2,0 x 10^5 кл/л и 4,0 x 10^5 кл/л соответственно). В нижной части слоя скачка и под ним в таком же большом количестве отмечены диатомовые водоросли *Cerataulina pelagica, Pseudo-nitzschia seriata, Chaetoceros peruvianus* (2,0 x 10^5 кл/л, 2,1 x 10^5 кл/л, 6,0 x 10^4 кл/л соответственно), представляющие собой остатки оседающего зимне-весеннего цветения. Уровень количественного развития фитопланктона на ранних стадиях летней сукцессии оценивается как умеренно-высокий, характерный для мезотрофно-эвтрофных вод. При этом доминантами тепловодного летнего комплекса являлись традиционные для моря виды водорослей, в то время как для холодноводного фитоцена следует констатировать появление новых для моря диатомовых доминант (виды-вселенцы *C. pelagica*, *P. seriata*, *C. peruvianus*).

Переход к следующей стадии фитопланктонной сукцессии происходит в июне и выражается в замене мелкоклеточной диатомеи *Chaetoceros subtilis var. abnormis* f. *simplex* на полное доминирование миксотрофной динофлагелляты *Prorocentrum cordatum* (1,7 x 10^5 кл/л) и крупноклеточной диатомеи *Pseudosolenia calcar-avis* (доминирование по биомассе). В это время биомасса сообщества продолжает быть высокой и в нижних горизонтах может достигать 3,0 г/м^3. Вертикальное распределение водорослей по столбу воды в конце июня характерно для стратифицированных вод. К этому времени заканчивается формирование сезонного термоклина и верхний перемешанный слой испытывает резкий дефицит биогенных элементов. В этих условиях основная масса фитопланктона концентрируется в слое скачка и под ним. Продолжается оседание диатомовой компоненты в нижние слои на глубину более 50 м, где содержание нитратов повышено. Менее чувствительные к концентрации неорганического азота динофлагелляты концентрируются в слое скачка (*P. cordatum, Gonyaulax spinifera, Lingulodinium polyedrum*). Максимальная сырая биомасса сообщества (3,3 г/м^3) фиксируется в слое скачка.

Дальнейший прогрев водной толщи, приводящий к установлению остроградиентного термоклина с верхней границей примерно на 25 м, является причиной того, что в сообществе происходит резкое снижение (вплоть до полного исчезновения) численности автотрофной диатомовой компоненты. При доминировании мелких жгутиковых водорослей и водорослей фракции пикопланктона в верхнем перемешанном слое, а крупных динофлагеллят, в основном *Gonyaulax spinifera* и *Gyrodinium* sp. – в слое скачка, максимальный уровень биомассы в августе (2,2 г/м^3) фиксировался на горизонте 25 м (при средней биомассе 1,2 г/м^3 для верхнего продуцирующего 25-метрового слоя воды). Основу биомассы в обоих случаях формировали динофлагелляты.

Таки образом, в период со второй половины мая по август включительно фитопланктон исследованного района находился на разных стадиях летней сукцессии, что определялось, в конечном счете, концентрацией биогенных элементов в верхнем слое над сезонным термоклинном. По мере прогрева водной толщи и установления жесткой стратификации, сообщество поочередно проходило первую, вторую и третью стадии классической фитопланктонной сукцессии: мелкие диатомовые – крупные диатомовые + миксотрофные динофлагелляты – крупные гетеротрофные динофлагелляты. Структура летних планктонных фитоценов напрямую зависела от уровня стабильности водной толщи, определяющего, в свою очередь, скорость поступления основных биогенных элементов в верхний продуцирующий слой из нижних слоев воды. Повышение скорости поступления биогенных элементов из верхней части слоя скачка стимулирует развитие автотрофного звена пелагической экосистемы на ранних стадиях летней сукцессии (вторая половина мая). При дефиците биогенных элементов в верхнем продуцирующем слое преимущественное развитие получали виды миксо- и гетеротрофы (вторая и третья стадии фитопланктонной сукцессии, конец июня-август). Продолжительность летней сукцессии составляла около 12 недель. Уровень количественного развития фитоцена в этот период был высок, достигая на отдельных участках исследованной акватории показателей, характерных для эвтрофных вод (1,5 – 3,3 г/м^3).

Авторы выражают благодарность ОАО «Нефтяная компания «ЛУКОЙЛ» и экипажу НИС «Рифт» за возможность проведения данного исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ардабьева А.Г., Татаринцева Т.А. Характеристика летнего фитопланктона Каспийского моря // Морские гидробиологические исследования. Сб. научных трудов ВНИРО (Под ред. А.А. Нейман, М.И. Тарвердиевой). М.: ВНИРО, 2000. С. 22 – 38.

2. Бабаев Г.Б. Состав и распределение фитопланктона в Среднем и Южном Каспии // Биология Среднего и Южного Каспия. (Ред. Г.М. Беляева и др.). М.: Наука, 1968. С. 50-63.

3. Бородин В.Е. Летний фитопланктон разных размерных групп Среднего и Южного Каспия // Рыбохозяйственные исследования планктона. Часть 2. Каспийское море. (Отв. ред. В.И. Кузьмичева). М.: Изд-во ВНИРО, 1991. С. 102-110.
4. Герасимова Т.Н. Основные особенности формирования первичной и вторичной продукции. Фитопланктон // Биологическая продуктивность Каспийского моря. М.: Наука, 1974. С. 54-58.
5. Левшакова В.Д. Фитопланктон // Каспийское море. Фауна и биологическая продуктивность. М.: Наука, 1985. С.23-54.
6. Прошкина-Лавренко А.И., Макарова И.В. Водоросли планктона Каспийского моря Л.: Наука, 1968. 290с.
7. Салманов М.А. Экология и биологическая продуктивность Каспийского моря. (Отв. ред. Ю.И. Сорокин). Баку: Изд-во Ин-та микробиологии АН Азербайджана, 1999. 398с.
8. Санина Л.В. Летний фитопланктон Среднего Каспия // Рыбохозяйственные исследования планктона. Часть 2. Каспийское море. (Отв. ред. В.И. Кузьмичева). М.: Изд-во ВНИРО, 1991. С. 77-95.
9. Санина Л.В., Левшакова В.Д., Татаринцева Т.А. Летний фитопланктон Среднего Каспия в период подъема уровня моря и в сравнении с предшествующими годами // Рыбохозяйственные исследования планктона. Часть 2. Каспийское море. (Отв. ред. В.И. Кузьмичева). М.: Изд-во ВНИРО, 1991.С.77-95.
10. Смирнова Л.И. О фитопланктоне Среднего Каспия // Тр. ИО РАН СССР. 1949. Т. 3. С. 260-276.
11. Татаринцева Т.А. Нахождение нового в Каспийском море вида Nitzschia seriata Cleve (Bacillariophyta) // Биологические науки. 1992. № 6. С. 55-77.
12. Усачев П.И. Общая характеристика фитопланктона морей СССР // Успехи соврем. биологии. 1947. Т. 23. Вып. 2. С. 265-288.

In 2004-2006 12-week long classical plankton succession was observed in the central deep water Middle Caspian Sea from May till August. The first succession stage, characterized by intensive growth of small-cellular autotrophs – *Chaetoceros subtilis var. abnormis* f. *simplex* and *Cyclotella caspia* diatoms – was fixed in the second half of May under the conditions of 18° C temperature at the water surface and of 10 m upper mixing layer (UML). The second succession stage algae, represented by the *Prorocentrum micans* mixotrophic dinoflagellate and the *Pseudosolenia calcar-avis* large-cellular centric diatom, reached the maximum growth in June at 24° C and at the UML's width exceeding 15 m. The third and final summer phytoplankton succession stage was registered in August and was characterized by absence of diatom algae and by high number of *Gonyaulax spinifera and Gyrodinium sp.* large heterotrophic dinoflagellates, concentrated mainly in the seasonal thermowedge layer at 25-35 m. We suppose that the massive algae growth of the first succession stage can be caused by

increased concentration of nutrient due to the intensive wind and wave mix under the conditions of high top seasonal thermowedge margin. The increase of water column stratification due to the summer warming-up and deep high gradiant seasonal thermowedge impedes the influx of nutrient from lower water layers to the upper productive layer. Heterotrophic algae were dominating in phytocenosis in this period. In summer succession the phytoplankton number at some depths reached 1,5 – 3,3 g/m^3 that corresponded to the eutrophic waters biomass number. Unlike winter-spring and autumn-winter periods in the summer phytoplankton of deep water Middle Caspian Sea in 2004-2006 traditional for this sea *Chaetoceros subtilis var. abnormis* f. *simplex, Pseudosolenia calcar-avis, Prorocentrum cordatum, Gonyaulax spinifera* species were dominating.

Сапожников В.В.
(ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», Москва, biochem@vniro.ru)

Итоги 16-летнего гидрохимического мониторинга Среднего и Южного Каспия

Sapozhnikov V.V.
(Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow)

Resume of 16-years hydrochemical monitoring of the Middle and Southern Caspian Sea

После резкого подъема уровня Каспия в 1995 г. до отметки -26.5, т.е. до уровня Каспия, который стоял в 1933–34 гг., когда были выполнены гидрохимические исследования С.В. Бруевича [1], было решено отследить, как будет проходить перестройка гидрохимической структуры. Начиная с 1995 г. Лаборатория морской экологии ВНИРО проводит ежегодно гидрохимические исследования в Среднем и Южном Каспии на судне «Исследователь Каспия» совместно с КаспНИРХ. Подводя итоги 16-летнего мониторинга можно отметить следующие особенности:

- Уровень Каспия опустился до -27.4, что почти на 1м ниже уровня 1933 – 34 гг.
- Гидрохимическая структура в настоящее время не достигла тех показателей, которые были в 1933–34 гг.
- В 2007 г. узком придонном слое появился сероводород, а в 2011 г. была зафиксирована концентрация 1,0 мл/л, что значительно выше, чем было при С.В. Бруевиче. Распространение его от дна не превышает 100 м.
- Несмотря на то, что повышение уровня не достигло -26.0 м (как было при Бруевиче), наблюдаются весьма существенные изменения гидрохимической структуры. Например, высокое содержание органического вещества на Каспии, особенно в северной его части, достигло 7 – 9 мг С/л за счет «цветения» всех водохранилищ на Волге и других реках. Это практически вдвое больше, чем при С.В. Бруевиче.
- За счет «биологического насоса» непрерывно уменьшается концентрация азота и фосфора в поверхностном слое и увеличивается в придонных водах. В поверхностных водах концентрация нитратов и фосфатов не превышает 0.1 мкг-ат/л. В глубинных водах Среднего Каспия концентрация фосфатов достигла 3.0 мкг-ат/л, а кремния – 200 мкг-ат/л в узком придонном слое.
- Концентрация растворенного кислорода глубже 400 м не превышает 0.1 мг/л, т.е. в глубинных водах наблюдается глубокая гипоксия.
- Нитраты образуют слой максимальных концентраций до 16 мкг-ат/л на глубинах 300 – 500 м, а затем уменьшаются до 0 в узком придонном слое.

Все это приводит к резкому уменьшению «новой» первичной продукции

и уменьшению кормовой базы рыб. Уловы кильки сократились более, чем в 20 раз. По модели Арпе и др. [2] прогнозируется подъем уровня в 2012 г. до -26.0 м и более, что приведет к образованию анаэробных вод от 300 м и до дна. Соответственно, в этих водах будут отсутствовать нитраты, но будут присутствовать высокие концентрации аммония. На верхней границе анаэробных, сероводородных вод (около 300 м) будут происходить окислительно-восстановительные процессы аналогичные Черному морю. И вообще, Каспий все больше и больше будет походить на Черное море. При подъеме уровня до -25.0 м только верхний 150-метровый слой Каспия будет содержать кислород и будет пригоден для развития биоты.

Стоит отметить, что в 1995–96 гг. уже наблюдался высокий уровень, но к катастрофическим событиям это не привело. Кроме того, достоверность долгосрочных прогнозов не высока, поэтому схема изменения гидрохимической структуры Каспийского моря пока не может быть предсказана с высокой степенью точности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бруевич С.В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. М-Л.: Изд. АН СССР, 1937. 329 с.
2. Арпе К., Бенгссон Л., Голицин Г.С., Мохов И.И., Семенов В.А., Спорышев П.В. Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря // Доклады РАН. Сер. Геофизика. 1999. Т. 366. № 2. С. 248-252.

Resume of major hydrochemical structure changes of the Caspian Sea is presented. Removal of nutrients from the lit zone and its accumulation in the bottom layer of deep-water depressions due to biological pump as well as hydrogen sulphite formation is observed. The modern conditions are compared with the state of hydrochemical structure in 1933-34 when first comprehensive hydrochemical survey of the Caspian Sea has been done. Part hydrochemical structure restitution to as well as differences from the state observed in 1933-34 is discussed.

Свиточ А.А., Янина Т.А., Макшаев Р.Р., Хомченко Д.С.
(Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, paleo@inbox.ru)

Роль проливов Маныча в истории Понто-Каспийских бассейнов

Svitoch A.A., Yanina T.A., Makshaev R.R., Khomchenko D.S.
(Faculty of Geography, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow)

The role of the Manych passages in the Pont-Caspian basins Pleistocene history

Роль Маныча в развитии смежных ему Понто-Каспийских бассейнов очень разная, обусловленная существованием в депрессии проливов, либо сухопутных перешейков. Возникновение проливов всегда было связано с подъемом уровня Каспия и высотой Манычского порога у Зунда-Толга. Разным, но практически односторонним, было и влияние каспийских вод на плейстоценовые бассейны Понта. До настоящего времени не установлено сколько-нибудь заметного проникновения по Манычу черноморских вод в Каспий. В то же время следствием обильного каспийского стока в черноморские водоемы явилось: существенное изменение уровней Черного и Каспийского морей; определенная смена состава (солености) водной массы, миграция водной фауны.

Колебания уровней Каспийского и Черного морей были разнознаковыми. В Каспии после открытия проливов уровень моря существенно (5-25 м) падал. В Черном море поступление каспийских вод приводило к подъему уровня регрессивных бассейнов до первых абсолютных положительных отметок.

Происходило заполнение черноморской котловины солоноватыми водами с соленостью каспийского типа (бедность натрием и хлором, обогащение кальцием и сульфатами) и относительное выравнивание их солевого состава.

Отмечалась практически односторонняя миграция каспийской солоноватоводной малакофауны в Черное море. Проникновение из Черного моря средиземноморской и местной солоноватоводной фауны практически ограничивалось депрессией Маныча, где происходило их смешивание с каспийскими пришельцами.

Особой страницей истории Маныча является существование в середине позднего плейстоцена Буртасского озера, заполнявшего почти всю Манычскую депрессию, сбрасывавшего свои воды на восток и на запад. Несмотря на внушительные размеры и продолжительную эпоху существования (десятки тысяч лет), озеро не оказало заметного влияния на Понто-Каспийские бассейны. В Прикаспии в это время продолжилось интенсивное накопление лёссовидных, преимущественно субаэральных, отложений с серией погребенных почв. Было осушено днище Азовского

моря, в Черном море продолжилось падение уровня карангатского бассейна (тарханкутский водоем), закончившегося глубокой новоэвксинской регрессией.

Плейстоценовые проливы Маныча по характеру развития и роли в истории смежных участков Понто-Каспийских бассейнов можно разделить на три типа:

(1) Бакинско-позднечаудинский и раннехазарско-древнеэвксинский. Эти продолжительно существовавшие (десятки – сотни тысяч лет) самые крупные плейстоценовые проливы были обусловлены длительными трансгрессиями Каспия. По обоим выходам из пролива располагались солоноватые водоемы, с соленостью близкой к современному Южному Каспию, заселенные местными эндемичными дидакнами и каспийскими мигрантами. Этот тип отражает максимальное влияние Каспия на плейстоценовые бассейны Черного моря.

(2) Карангагско-позднехазарский (гирканский) тип. На месте пролива периодически возникали сменявшие друг друга протяженные эстуарии (заливы) карангатского либо позднехазарского морей с характерной для них соленостью(~ 30 ‰ и 13-15 ‰), заселенные соответствующими комплексами средиземноморской (*Chione gallina, Ostrea edulis, Cerastoderma glaucum*) и каспийской (*Didacna surachanica, D. cristata* и т.д.) малакофауны. В эпоху существования этого типа пролива влияние каспийских вод на Черное море было минимальным, и происходило наиболее глубокое проникновение в депрессию Маныча соленых морских вод карангатского бассейна. Основная причина этого – низкий уровень позднехазарской трансгрессии Каспия и наивысший (до +5 м) подъем вод карангатского моря.

(3) Раннехвалынско-новоэвксинский тип. Крупная непродолжительная (11-16 тыс. лет назад) раннехвалынская трансгрессия совпала с глубокой (-100 м и более) новоэвксинской регрессией Черного моря. Поступление в него по проливу хвалынских вод привело к небольшой новоэвксинской трансгрессии, во время которой была затоплена средняя часть черноморского шельфа, произошло слабое осолонение водоема и распространение малакофауны азовского типа (*Monodacna caspia, Adacna vitrea, Dreissena polymorpha* и др.). Каспийские дидакны из-за опреснения в проливе солоноватых вод речным стоком в Черное море не проникли. По последствиям своего существования этот тип пролива, по сравнению с предыдущими, имеет промежуточный характер. Основная причина этого – кратковременность его существования, не превышавшая 5 тыс. лет.

Отдельной историей Манычской депрессии являются эпохи, когда она представляла сухопутный низменный перешеек между Каспийским и Черным морями. В основном это было связано с регрессиями Каспия: сингильской, ранне-позднехазарской (черноярской), ательской и послехвалынской. В эти эпохи режим Черного моря был весьма

разнообразным и не связанным с Каспием. В узунларское и черноморское время происходили обширные трансгрессии, обусловленные поступлением средиземноморских вод, а в послекарангатскую эпоху отмечалась глубокая новоэвкинская регрессия. Во всех этих случаях уровень Каспийского и Черного морей был низким, не превышающим порога Маныча, развитие бассейнов было автономным, не зависимым друг от друга.

(Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: проекты 10-05-00251 и 11-05-00093)

The opening of the Manych Straits has always been associated with sea-level rise of the Caspian Sea and the height of Manych bridge near Zunda-Tolga. The influence of the Caspian waters on the Pontian Pleistocene basins was different and practically one-way. Until the present time we do not have any significant entered of the Black Sea waters in the Caspian Sea. At the same time, there were the next consequences of heavy flowing out of the Caspian waters in the Black Sea: (a) a significant change in the levels of the Black Sea and Caspian Sea; (b) a change of composition (salinity) water mass, (c) the migration of the aquatic fauna.

Янина Т.А., Свиточ А.А.
(Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, paleo@inbox.ru)

Неоплейстоцен Каспийского моря: стратиграфия, палеогеография, корреляция

Yanina T.A., Svitoch A.A.
(Faculty of Geography of the M.V. Lomonosov Moscow State University)

Neopleistocene of the Caspian Sea: stratigraphy, paleogeography, correlation

Каспийский регион является стратотипическим для составления единой стратиграфической и палеогеографической схемы неоплейстоцена Северной Евразии, поскольку эволюция его природной среды отражает глобальные климатические изменения, ледниково-межледниковую ритмику Русской равнины и горных территорий, связь с бассейнами Понта. Несмотря на длительную историю изучения (Н.И. Андрусов, К.П. Калицкий, Д.В. Наливкин, В.В. Богачев, П.А. Православлев, Д.В. и В.Д. Голубятниковы, С.А. Ковалевский, М.М. Жуков, П.В. Федоров, Л.А. Невесская, О.К. Леонтьев, В.А. Николаев, Ю.М. Васильев, А.И. Москвитин, Г.И. Горецкий, Б.Г. Векилов, Г.И. Рычагов, Е.Г. Маев, Г.И. Попов, А.В. Мамедов и многие другие) и обилие накопленного материала, большинство вопросов стратиграфии, палеогеографии и корреляции событий неоплейстоцена региона остаются дискуссионными. К ним относятся: количество трансгрессивно-регрессивных событий, их ранг, возраст, палеогидрологические и экологические параметры, связь с глобальными и региональными климатическими изменениями, корреляции с палеогеографическими событиями на сопредельных территориях. В работе предложена биостратиграфическая (экостратиграфическая) схема неоплейстоцена Каспия, реконструкция бассейнов и корреляция трансгрессивно-регрессивных событий с регионом Понта и ледниково-межледни-ковой ритмикой на Русской равнине. Основу составили обобщение результатов малакофаунистического анализа и материалов комплексного изучения отложений Каспийского региона, собранных авторами за многие годы полевого и лабораторного изучения неоплейстоценовых отложений Понто-Каспия.

Биостратиграфия. Усилиями многих ученых выполнено дробное расчленение каспийских отложений. В схемах разных исследователей, однако, реально существующие геологические толщи выделены в разном стратиграфическом интервале и ранге и нечеткой номенклатурной позиции. Авторы придерживаются регионально-стратиграфической концепции, согласно которой стратиграфия должна опираться на историко-геологический принцип расчленения древних отложений. Выделенные в составе малакофауны фаунистические группировки разного

таксономического состава и ранга, отвечающие палеогеографическим событиям разного иерархического уровня, явились основой для биостратиграфического расчленения каспийского неоплейстоцена, дополняющего и уточняющего существующие схемы.

Основание для биостратиграфических построений – временное и пространственное распределение в неоплейстоценовых отложениях Каспия моллюсков рода *Didacna* (74 вида и подвида). В своем распределении по разрезу дидакны образуют фауны: бакинскую, урунджикскую, раннехазарскую, позднехазарскую, хвалынскую и новокаспийскую. Критерием выделения фауны явился таксономический состав фаунистической группировки с широким развитием в ней определенной группы дидакн (crassa, trigonoides, catillus), присущие ей руководящие и характерные виды, и ее приуроченность к толще каспийских отложений, отделенной от других аналогичных толщ перерывом в морском осадконакоплении, характеризующей определенную трансгрессивную эпоху в истории Каспия. Фауны представлены фаунистическими комплексами, имеющими общие для фауны признаки и характеризующими разновозрастные пачки отложений, отвечающие отдельным стадиям развития трансгрессии. Как и для фаун, для комплексов характерен определенный таксономический состав дидакн, руководящие, характерные и показательные виды. Бакинская, урунджикская и новокаспийская фауны представлены каждая одним комплексом. Раннехазарская фауна включает три фаунистических комплекса; позднехазарская и хвалынская – по два комплекса. В составе фаунистических комплексов выделены подкомплексы, связанные постепенным переходом, содержащиеся в единой толще осадков и обычно характеризующие отдельные этапы развития трансгрессии либо трансгрессивной стадии. Природные области Каспийского региона в распространении представителей фаунистических комплексов (подкомплексов) имеют особенности, вызванные различием палеоэкологической среды бассейна. На этом основании в их составе выделены фаунистические ассоциации.

Каспийский неоплейстоцен представляет собой биозону Didacna − совокупность отложений, которая охватывает полный стратиграфический интервал распространения этого таксона. По временному развитию в ней фаун зона разделяется на подзоны, составляющие биостратиграфическое основание для выделения горизонтов: бакинского, урунджикского, нижнехазарского, верхнехазарского, хвалынского и новокаспийского, по палеогеографическому содержанию отвечающих одноименным трансгрессивным эпохам в истории Каспия. Более дробные биостратиграфические единицы – интервал-зоны, охарактеризованные разновозрастными фаунистическими комплексами, являются основой для выделения подгоризонтов: три подгоризонта в составе нижнехазарского горизонта, по два подгоризонта – в составе верхнехазарского и хвалынского

горизонтов. В палеогеографическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох. Слои выделены на основе содержащихся в них подкомплексов моллюсков. Для бакинского горизонта установлены нижне- и верхнебакинские, для уруджикского – нижне- и верхнеуруджикские, для новокаспийского – нижние, средние и верхние (современные) слои, отражающие разные этапы развития трансгрессивных стадий. В составе отдельных подгоризонтов или слоев выделены пачки, охарактеризованные малакофаунистическими сообществами, отражающими низкопорядковые осцилляции бассейна, выраженные в разнообразных фациях. Ассоциации моллюсков, установленные для фаунистических единиц разного таксономического ранга, отражающие разнообразие палеоэкологических условий бассейнов по их площади, показывают фациальное разнообразие горизонтов, подгоризонтов и слоев.

Палеогеография. Малакофаунистический анализ неоплейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского региона, дополненный результатами их комплексного (сопряженного) изучения, позволил реконструировать историю развития каспийских бассейнов. Основой для реконструкции событий послужила биостратиграфическая (экостратиграфическая) схема Каспия. Выделены обширные (они же – «холодные) трансгрессивные эпохи: бакинская, раннехазарская и хвалынская. В эпохи продолжительных регрессивных эпох выделены небольшие с отрицательными отметками уровня («малые», они же «теплые») трансгрессии: уруджикская, позднехазарская и новокаспийская.

Каспий большую часть плейстоцена был бессточным водоемом. Пятикратно (в бакинскую, дважды в раннехазарскую трансгрессивную эпоху, в позднехазарскую (гирканскую) и в раннехвалынскую трансгрессивные стадии) возникал сток в Понт через Манычский пролив. По-видимому, отмечалось поступление эвксинских вод в раннехазарский бассейн Каспия. В эпохи крупных трансгрессий площадь Каспия увеличивалась в 2,5 раза по сравнению с современной, а уровень повышался до абсолютной отметки +50 м. При этом максимальный уровень бассейна контролировался высотой восточного порога Маныча. Во время регрессий уровень Каспия опускался до отметок -100 (и ниже) м абс. Размах колебаний превышал 150 м. Каспийское море в течение плейстоцена представляло солоноватоводный водоем с относительно небольшими колебаниями солености − не более 6-7‰.

Обширные трансгрессивные бассейны отличались несколько пониженной соленостью в целом для водоемов (с разным ее ходом внутри них: в Северном Каспии отмечалось увеличение солености в трансгрессивные эпохи, в котловинах Среднего и Южного Каспия − уменьшение), а «малые» трансгрессии − самой высокой среди каспийских трансгрессий соленостью. Каспийские бассейны были заселены

солоноватоводной фауной немногочисленных родов: среди двустворчатых моллюсков два семейства – кардииды (четыре рода) и дрейссены (один род). Кардииды, за исключением эвксинского вида *Didacna pontocaspia*., являются каспийскими автохтонами. Лишь в голоцене в Каспии распространился средиземноморский вид *Cerastoderma glaucum*, в наше время антропогенным путем занесены *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata.* Солоноватоводные моллюски рода *Didacna* в каспийских бассейнах обладали высокой скоростью видообразования и значительной изменчивостью, что в большой мере стимулировалось наличием трех обладающих различными условиями среды частей Каспия и их разобщением в эпохи регрессий. Биоразнообразие малакофауны в Каспии определялось изменчивостью условий в бассейне – наибольшим видовым разнообразием отличался Северный Каспий. В температурном отношении в Каспии выделялись «холодные» и «теплые» трансгрессии. «Холодными» были самые обширные трансгрессивные бассейны; «теплыми» − «малые» трансгрессии.

Корреляция. В основу предлагаемой схемы сопоставления событий в Каспии и на Русской равнине положены представления о решающем влиянии глобальных изменений климата в неоплейстоцене как на трансгрессивно-регрессивное состояние Каспийских бассейнов, так и на образование ледников и их деградацию на Русской равнине, а также о региональном влиянии, в свою очередь, последних на развитие бассейнов Каспия. Развитие «холодных» трансгрессий происходило в криогигротические фазы ледниковых эпох, условия которых были благоприятны и для развития оледенений на Русской равнине и Кавказе. Однако в эпоху достижения покровным оледенением максимальных размеров трансгрессивный ход уровня Каспия прекращался, и наступала «холодная» регрессия. «Теплые» трансгрессии происходили в фазы похолоданий внутри продолжительных, неоднородных по своей структуре, межледниковых эпох. В термоксеротические фазы межледниковий Каспий находился в регрессивном состоянии. На эту схему накладываются дополнительные факторы: размер и контуры покровного оледенения Русской равнины и оледенений Кавказа, их динамика, перестройки гидрографической сети, неотектонические движения, осадконакопление в бассейне и другие факторы.

Сравнительный анализ развития Каспия и Понта показал следующую закономерность и коррелятность их бассейнов. В начале ледниковых эпох уровень Каспия поднимался, а уровень Понта понижался, сбрасывая свои воды в регрессирующее Средиземное море. В максимум оледенений оба бассейна испытывали регрессию, причем в Понте отмечались самые низкие отметки его уровня, а водоем (возможно, лишь на короткое время) превращался в сильно опресненный озерный. На этом этапе его развитие происходило по «каспийскому типу», в него происходил сброс вод

каспийских «холодных» трансгрессий, что приводило к поднятию уровня солоноватоводного бассейна и сбросу его вод через Босфор. Межледниковая трансгрессия Средиземного моря сначала «подпирала» солоноватоводный бассейна Понта, а затем вызывала развитие в нем морской трансгрессии. Каспий в эпохи максимального развития межледниковий находился в регрессивном состоянии; в их фазы похолоданий в нем развивались «малые» трансгрессии с отрицательными отметками уровня, не имевшие стока в Понт. Таким образом, «каспийские» стадии Понта развивались сравнительно синхронно с событиями в Каспии, а морские – асинхронно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 10-05-00251 и 11-05-00093).

The reconstruction of the paleogeography of the Caspian basins during Neopleistocene was realized on the base of results of malacofaunistic analyses and material of complex investigations of recent deposits of the Caspian region.

Янина Т.А., Хомченко Д.С.
(Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, paleo@inbox.ru)

Палеогеография хвалынской трансгрессии Каспийского моря

Yanina T.A., Khomchenko D.S.
(Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow)

Paleogeography of the Khvalynian transgression of the Caspian Sea

В конце позднего неоплейстоцена в Каспии развивалась хвалынская трансгрессия с самым значительным повышением уровня в неоплейстоценовой истории Каспия. В отличие от более ранних трансгрессий следы развития хвалынского моря отмечаются на всех побережьях Каспия. Особенно четко в рельефе прослеживается уровень максимального стояния моря, располагающийся, за некоторым исключением, на отметках 46-50 м (абс.) по всему периметру бассейна. Почти все исследователи, занимавшиеся историей Каспия, пришли к заключению о двух хвалынских трансгрессиях – ранне- и позднехвалынской, разделенных енотаевской регрессией. Результаты биостратиграфического анализа, выполненного нами, показали, что раннехвалынский и позднехвалынский этапы развития хвалынской трансгрессии представляют ее трансгрессивные стадии.

Раннехвалынская трансгрессивная стадия в свой максимум достигала абсолютных отметок 48-50 м. Бассейн характеризовался преобладанием абразионных берегов и широким распространением ингрессионных форм. Его заселила сравнительно бедная фауна с широким распространением ограниченного числа видов: *Didacna parallella, D. protracta, D. ebersini, D. cristata, D. zhukovi*. Более редко встречались *D. subcatillus, D. vulgaris, D. praetrigonoides*; причем *D. subcatillus* и *D. praetrigonoides* в малых количествах обитали почти во всех прибрежных областях, а *D. vulgaris*, *D. umbonata*, *D. pallasi* продолжали существование только в его восточных областях в благоприятных для них экологических нишах. В основном составе фауны нет крассоидных дидакн. Отличают ее тонкостворчатые раковины, часто небольших размеров. Состав малакофауны свидетельствует о солености в целом для бассейна более низкой, нежели в более древних неоплейстоценовых бассейнах. Однако распределение солености по площади бассейна и ее ход во времени в его различных природных областях были различными. Об этом свидетельствует разнообразие раннехвалынских малакофаунистических ассоциаций.

Распространение *D. protracta* и *D. ebersini* приурочено в основном к территории Северного Каспия. Судя по нынешнему распространению *D. protracta*, этот вид предпочитает относительно холодные воды, обитая как

на мелководье, так и на приглубых участках дна у восточных берегов Среднего Каспия. Вероятно, аналогичные условия существовали на основной акватории Северного Каспия, где соленость превышала современную на 3-4‰. Его периферию освоил другой вид дидакн – *D. ebersini*, судя по его маленьким размерам и тонкостенности, сумевший приспособиться к самым опресненным (6-7‰) и холодноводным районам Северного Каспия. Подобная закономерность отмечалась для более древних каспийских бассейнов: близкие к катиллоидным и мелкие тригоноидные дидакны занимали их наиболее опресненные и холодноводные ниши. Катиллоидные формы приспособлены к плохой аэрации среды, именно они осваивали илистые грунты в древних бассейнах. Установленные для Северного Прикаспия сообщества, отражающие определенные этапы в развитии трансгрессивных фаз, подтверждают эту закономерность: на начальных этапах трансгрессии распространение *D. ebersini*, при ее максимуме – *D. protracta* и *D. parallella*, при спаде вод – вновь *D. ebersini*. Вид *D. parallella* был распространен в сравнительно приглубых западных предгорных районах на хорошо аэрируемых песчаных грунтах. Заметная тонкостенность раковин, по-видимому, также свидетельствует о пониженной солености воды (около 11‰) и их более низких температурах по сравнению с древними бассейнами и нынешним Каспием. На глинистом субстрате появлялись *D. subcatillus*, что еще раз подтверждает приспособленность катиллоидных форм к обитанию на мягких грунтах в неблагоприятном кислородном режиме. Господство в восточных районах Каспия *D. cristata* и *D. zhukovi* приурочено к разным районам: вблизи дельты обитали *D. cristata*, на открытых площадях моря в удалении от дельты – *D. zhukovi*. Соленость была ниже современной – около 10-11‰. Предполагаемые нами по габитусу малакофауны низкие температуры бассейна, увеличившиеся на завершающих этапах его развития, подтверждаются палинологическими материалами.

Практически всеми исследователями признается факт существования стадиальных береговых линий в эпоху существования раннехвалынского бассейна. К настящему времени кроме максимальной на побережье Каспия выделены несколько береговых линий на отметках 34-36, 28-30, 20-22, 14-15, 4-6 м. Их образование связано с трансгрессивными фазами, разделенными регрессиями, по мнению одних исследователей (Леонтьев, Фотеева, Рычагов, Чепалыга), по мнению других − задержками уровня на фоне регрессии (Федоров, Васильев, Мякокин). Кроме описанных выше раннехвалынских террас, Г.И. Рычаговым на дагестанском побережье описаны террасы, образование которых он связывает или с задержкой регрессировавшего моря на определенной высоте, или с незначительными положительными подвижками уровня моря на фоне общей регрессии. Характерной чертой их является невыдержанность по простиранию. В.А. Ковда, М.П. Брицына, Ю.М. Васильев на основе анализа строения

нижнехвалынских отложений Северного Прикаспия сделали вывод о существовании двух раннехвалынских трансгрессий, разделенных регрессией, названной Ю.М. Васильевым эльтонской.

Материалы изучения нижневолжских разрезов, выполненного нами, не выявили следы стратиграфического перерыва между нижней песчаной пачкой нижнехвалынских отложений и шоколадными глинами. Более того, очень часто переход между ними постепенный, по наращиванию тонких прослоев глин внутри песчаной толщи. Однако анализ скважины № 1 (Северный Каспий) показал, что во вскрытых ею нижнехвалынских отложениях наблюдаются отчетливые следы регрессий моря, выраженные в прослоях крупнозернистых отложений среди глинистой толщи. В строении разреза зафиксировано пять трансгрессивно-регрессивных фаз. Первый послеательский подъем уровня моря охарактеризован редкими *Didacna protracta submedia, D. profundicola, Dreissena grimmi, Dr. rostriformis distincta, Caspia baeri, Pseudoamnicola* sp. Вторая длительная (судя по мощности отложений) трансгрессивная фаза отмечена развитием в Северном Каспии малакофаунистической группировки, включающей на начальных этапах развития *Didacna subcatillus, Adacna laeviuscula, Theodoxus pallasi, Dreissena rostriformis distincta*, сменяющейся *Didacna ebersini, Dreissena rostriformis distincta, Dr. caspia, Monodacna caspia, Adacna laeviuscula*. Она сменилась глубокой регрессивной фазой: прибрежные отложения регрессивного водоема находятся на отметках около -65 м. Они включают фаунистическое сообщество, в состав которого входят единичные экземпляры *Didacna surachanica, D. protracta, D*. ex gr. *trigonoides* (ювенильные формы), *D. subcatillus*, многочисленные *Dreissena rostriformis distincta, Dr. rostriformis grimmi, Dr. andrusovi, Dr. polymorpha, Theodoxus pallasi, Micromelania caspia*, редкие *Micromelania turricula, M. spica, Pseudoamnicola* sp., *Caspia gmelini, C. baeri, Clessiniola variabilis*, обломки *Adacna laeviuscula* а также тонкостворчатых уплощенных дидакн катиллоидной группы. Особенностью этой группировки является присутствие, наряду с видами, более характерными для хвалынской фауны, единственного экземпляра позднехазарского вида *Didacna surachanica*, очевидно, переотложенного. Последовавшая затем трансгрессивная фаза, по-видимому, была максимальной в истории хвалынского бассейна. В разрезе скважины ей отвечают глубоководные глинистые осадки с прослоями и пятнами гидротроилита. В бассейне на начальных этапах его развития обитали преобладающие *Dreissena rostriformis distincta*, более редкие *Dr. rostriformis grimmi, Micromelania caspia*, немногочисленные *M. turricula, Clessiniola variabilis, Theodoxus pallasi, Pseudoamnicola* sp., *Anisus kolesnikovi*, *Caspia gmelini, Didacna* sp. (обломки тонкостенных не определимых до вида раковин). В дальнейшем фауна в бассейне была редка, это были спокойные (застойные) условия глубоководного солоноватоводного (около 12‰) трансгрессивного бассейна. Последующие

фазы раннехвалынской стадии в керне малакофауной не охарактеризованы.

Конец раннехвалынского времени ознаменовался ***енотаевской регрессией***, уровень которой оценивается О.К. Леонтьевым, Г.И. Рычаговым в -43 − -45 м; С.И. Варущенко - -64 или -84 м; М.Ю. Лохиным и Е.Г. Маевым - до -105 - -110 м. На побережьях Каспия мы не обнаружили континентальных енотаевских отложений, однако, отметили следы перерывов в морском осадконакоплении. На каспийском шельфе енотаевские слои выделены в керне скважины 1. Представлены они здесь песком алевритистым с обломками и детритом толстостворчатых и тонкостворчатых раковин в нижней части; среди целых раковин − *Clessiniola variabilis, Micromelania turricula, M. lincta, Theodoxus pallasi* − опресненный солоноватоводный танатоценоз. Согласно пыльцевым данным, это была эпоха сухого прохладного климата.

Наступившая после енотаевской регрессии ***позднехвалынская трансгрессивная стадия*** в период своего максимального развития имела уровень около 0 м абс. высоты. Состав дидакн, расселившихся по площади бассейна, мало отличался от раннехвалынского. Основным его отличием было господство *D. praetrigonoides*, в раннехвалынском бассейне занимавшего лишь незначительные биотопы. На последних этапах существования позднехвалынского моря в нем появляются редкие *D. trigonoides, D. crassa, D. pyramidata.* Параметры водной среды в позднехвалынском бассейне были, очевидно, более стабильны и однородны, чем в раннехвалынском. Во всех природных областях здесь широко расселились *Didacna praetrigonoides*, причем в Среднем и Южном Каспии наблюдалось господство этого вида; в Северном Каспии наряду с *D. praetrigonoides* существенную роль в биоценозах играли *D. parallella* (северо-западный сектор, придельтовые районы Волги и Урала), *D. protracta* (центральная часть Северного Каспия), *D. parallella* и *D. vulgaris* (северо-восточный сектор). Соленость позднехвалынского бассейна в целом была несколько выше раннехвалынского – 11-12‰; в прибрежных районах Северного Каспия уменьшалась до 3-4 ‰.

Относительное обилие моллюсков в бассейне, крупные и более массивные их раковины, по-видимому, объясняются более благоприятными условиями для их жизни, в частности, более высокой температурой воды. Благоприятное влияние на жизнь моллюсков, видимо, оказывала хорошая вертикальная циркуляция вод. Бурые и желто-бурые цвета хвалынских отложений позволяют предположить существование обстановки, благоприятствующей окислению. Повышение температуры воды косвенно подтверждается данными пыльцевого анализа, свидетельствующими об общем потеплении в регионе.

Снижение уровня позднехвалынского моря происходило неравномерно, оно сопровождалось остановками и вторичными трансгрессиями: сартасской на абс. высоте -10 − -12 м, дагестанской на высоте -16 − -18 м, и

самурской – на 3-4 м ниже уровня. Стратиграфическая обособленность дагестанской террасы отмечалась всегда. Г.И. Рычаговым был доказан ее новокаспийский возраст. Анализ малакофауны из отложений этой стадии подтвердил этот вывод. Регрессивная тенденция началась, очевидно, на фоне увеличения сухости в регионе. Так, по данным Т.А. Абрамовой, в нижней части верхнехвалынских осадков относительно многочисленна и разнообразна пыльца древесной растительности (сосна, ольха, береза, дуб, лещина, граб, лапина, ива) и спор (зеленые мхи, папоротники). Выше по разрезу тип спектров существенно меняется и доминирующее положение занимает пыльца травянистой (до 30% ксерофитов) и кустарничковой растительности. Спорово-пыльцевым спектры конца позднехвалынского времени свидетельствуют о распространении полупустынно-степной растительности.

Возраст хвалынской трансгрессии и ее стадий являлся и до настоящего времени остается предметом дискуссий. В последние годы появился ряд публикаций, содержащих новые данные о возрасте хвалынской трансгрессии Каспия; ряд радиоуглеродных датировок был получен по нашим материалам. Большой интерес представляют материалы бурения и датировки, полученные по раковинному материалу и органике из керна скважин (Безродных и др.). Возраст хвалынских отложений, полученный радиоуглеродным методом, лежит в диапазоне 30 (>30) - 9 тысяч лет. В Лаборатории геохронологии Санкт-Петербургского университета Х.А. Арслановым было выполнено радиоуглеродное датирование раковинного материала, отобранного нами из керна скважины №1 в Северном Каспии. Датировка нижнехвалынских *Didacna subcatillus* оказалась равной 29200±1220 лет (ЛУ-5953). Учитывая сложное строение толщи хвалынских осадков, вскрытых скважиной, показавшей значительную подводную часть «айсберга», а также радиоуглеродную датировку ательских осадков 34640±1000 лет (ЛУ-5951), мы пришли к заключению о начале трансгрессивной тенденции Каспия около 30 тыс. л. назад. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что, к сожалению, мы не имеем радиоуглеродных датировок достоверно максимальной стадии трансгрессии. Их большая часть относится к стадиальному уровню около 22 м. Датировки, полученные нами по нижнехвалынским отложениям Манычской долины, лежат в интервале 11-12 тыс. лет. Они также не отражают время максимальной фазы трансгрессии, а датируют время существования бассейна на отметках около 22-25 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 10-05-00251 и 11-05-00093).

The paleogeography of the Khvalynian transgression of the Caspian Sea is reconstructed on the base of malakofaunistic investigation of the Khvalynian deposits (coastal sections and cores) of the Caspian region.

Алфавитный указатель

Амбросимов А.К. 302, 307, 349
Андреев А.А. 325
Андрианов В.В. 108
Арсланов Х.А. 173
Артемьев В.А. 58
Архипкин В.С. 330
Балуев А.С., 111
Банникова А.Ю. 116
Баранов В.И. 101
Басилян А.Э. 154
Безродных Ю.П. 311
Буренков В.И. 185
Вазюля С.В. 185
Вахрамеева Е.А. 282
Векилов Э.Х. 316, 325
Вельямидова А.В. 277
Верещагина О.Ф. 53
Верховская З.И. 320
Виноградова А.А. 4
Воробьева Т.Я. 120
Востоков С.В. 358
Георгиев А.П. 295
Герасимова М.В. 48
Гоголицын В.А. 125, 177
Гольдин Ю.А. 349
Гордеев В.В. 14
Горелиц О.В. 138
Гриценко В.А. 9
Губанова Я.Е. 130
Гусакова А.И. 133, 295
Дара О.М. 133
Дарьин А.В. 20
Делия С.В. 311
Демиденко Н.А. 138, 149, 261
Демина Л.В. 340
Денисов В.И., 25, 28
Доманов М.М. 320
Доманова Е.Г 320
Евзеров В.Я. 144
Ефимова Л.Е. 138, 149
Житина Л.С. 33
Жук В.А. 149
Журавлев В.А. 111, 256
Заграничный К.А. 25, 28
Замбер Н.С. 92
Зарецкая Н.Е. 154
Зарецкий С.И. 325
Здобин Д.Ю. 159. 162, 167
Землянов И.В. 138
Золотых Е.О. 340
Зыков С.Б. 170
Иванов М.В. 167
Ильяш Л.В. 33, 246
Исаченко А.И. 130
Калугин И.А. 20
Кивва К.К. 330, 335
Килесо А.В. 9
Киселев Г.П. 170
Клепиковская Е.В. 177
Клювиткин А.А. 38, 295
Козина Н.В. 340
Козлова О.И. 101
Колодяжный С.Ю. 111
Колька В.В. 173
Копелевич О.В. 185
Корж А.О. 349
Коробов В.Б. 177
Корсакова О.П. 173
Кособокова К.Н. 183
Кошель С.М. 232
Кравчишина М.Д. 185, 295, 349
Красильников С.В. 101
Краснова Е.Д. 241
Криксунов Е.А. 343
Кузнецов А.Н. 25, 28
Кузнецов В.Ю. 154
Кузнецов Д.Д. 271, 274
Кузнецов О.Л. 192
Куртеева Е.И. 43, 177
Кутенков С.А. 197
Куценогий К.П. 72
Лаврова Н.Б. 173
Лебедев А.А. 108, 120, 212, 228

Левченко О.В. 295
Левченко С.В. 25, 28
Леонов А.В. 202
Леонов М.Г. 111
Лепихина О.П. 217
Лещев А.В. 177, 207
Либина Н.В. 344, 349
Лудикова А.В. 271, 274
Лукашин В.Н. 349
Лукин Л.Р. 108
Лукьянов С.А. 177, 212
Лукьянченко А.Д. 25, 28
Макаров В.И. 72
Маккавеев П.Н. 14
Максимов Ф.Е. 154
Максимова Н.В. 20
Макшаев Р.Р.
Малов А.И. 170
Маслов А.В. 217
Мискевич И.В. 223
Митяев М.В. 48
Мишуков В.Ф. 53
Мишукова Г.И. 53
Мокиевский В.О. 130
Монько А.Н. 14
Мутовкин А.Д., 295, 349
Неверова Н.В. 108, 228
Немировская И.А. 58, 116
Никифоров С.Л. 232
Никонов К.А. 256
Новигатский А.Н. 38. 217, 295, 349
Новичкова Е.А. 237
Орешкин В.Н. 63
Островский А.Г. 38
Панин Г.Н. 354
Пантюлин А.Н. 241
Паутова Л.А. 358
Пахомова С.В. 67
Перцова Н.М. 183
Покровский Б.Г. 154
Покровский О.С. 92, 261
Политова Н.В. 185, 295
Полонский Ю.М. 343
Полякова А.В. 335
Полякова Е.И. 237
Попова С.А. 72
Пржиялговский Е.С. 111
Радченко И.Г. 246
Ракшун Я.В. 20
Розанов А.Г. 67
Романенко Ф.А. 75
Романюк Б.Ф. 311
Ронкин Ю.Л. 217
Рубцова Н.А. 282
Ружникова Н.Н. 251
Рыбалко А.Е. 256
Савенко А.В. 261
Сандлер Д.И. 266
Сапелко Т.В. 271, 274
Сапожников В.В 364
Свиточ А.А. 366
Семенова Л.Р. 256
Сивков В.В. 80
Силкин В.А. 358
Синицына Н.Н. 87
Собко Е.И. 120
Сорокин В.М. 311
Стародымова Д.П. 92
Стойкина Н.В. 197
Субетто Г.Д. 274
Субетто Д.А. 271. 274
Терехов Е.Н. 111
Ткаченко Ю.Ю. 25, 28
Токарев М.Ю. 130
Толстиков А.В. 295
Топчая В.Ю. 97, 101
Третьяков Г.А. 20
Троянская А.Ф. 277, 282
Тужилкин В.С. 330
Федоров В.И. 311
Филимонова Л.В. 192
Филиппов А.С. 217, 266, 295
Филиппов Д.А. 285
Фролова Н.Л. 149

Фроль В.В. 232
Хоменко Г.Д. 177
Хомченко Д.С. 366
Черников А.Г. 344
Черноусов С.Я. 28
Чечко В.А. 67, 97, 101
Чичерина О.В. 202
Чубаренко Б.В. 101
Чугайнова В.А. 223
Чульцова А.Л. 177, 290, 295
Шварцман Ю.Г. 212
Шеберстов С.В. 185
Шевченко В.П. 92, 217, 246, 256, 266, 274, 295
Шевченко Н.В. 154, 217
Шелехова Т.С. 173
Широкова В.А 149
Яковлев А.Е. 177
Янина Т.А. 366

ОГЛАВЛЕНИЕ

Нанотехнологии и потоки вещества и энергии (атмо-, крио-, гидро-, литоседиментосферы

Виноградова А.А. Состав атмосферных аэрозолей над Белым морем: дальний перенос воздушных масс и загрязнений 4

Гриценко В.А., Килесо А.В. Особенности перемешивания в придонном микрослое плотностных течений и ресуспензия донных осадков 9

Гордеев В.В., Монько А.Н., Маккавеев П.Н. Растворенные и взвешенные микроэлементы в Обской губе летом и осенью 2010 г. 14

Дарьин А.В., Калугин И.А., Третьяков Г.А., Максимова Н.В., Ракшун Я.В. Геохимия годового цикла осадкообразования в варвных озерах Центрально-Азиатского региона 20

Денисов В.И., Ткаченко Ю.Ю., Кузнецов А.Н., Заграничный К.А., Лукьянченко А.Д., Левченко С.В. Количественная оценка потоков абразионного материала в мелководной части восточного шельфа Черного моря методом взвесенакопителей (район пос. Широкая Балка) 25

Денисов В.И., Ткаченко Ю.Ю., Кузнецов А.Н., Заграничный К.А., Лукьянченко А.Д., Левченко С.В., Черноусов С.Я. Потоки взвеси на черноморском шельфе в районе Анапа – Архипо-Осиповка по данным седиментационных ловушек (результаты натурных экспедиционных работ) 28

Житина Л.С., Ильяш Л.В. Состав и обилие фитопланктона Байдарацкой губы Карского моря 33

Клювиткин А.А., Островский А.Г., Новигатский А.Н. Вертикальные потоки осадочного вещества в северо-восточной части Черного моря в июне 2011 г. 38

Куртеева Е.И. Формирование химического состава осадков в прибрежной зоне западного сектора Арктических морей 43

Митяев М.В., Герасимова М.В. Пространственно-временные изменения концентрации взвешенного вещества в заливах Мурманского и Карельского побережий 48

Мишуков В.Ф., Мишукова Г.И., Верещагина О.Ф. Изменчивость потоков метана на границе вода-атмосфера на акваториях впадины Дерюгина, шельфа и склона о-ва Сахалин Охотского моря 53

Немировская И.А., Артемьев В.А. Особенности трансформации природных и антропогенных углеводородов в импактных и фоновых акваториях океана 58
Орешкин В.Н. Атомно-абсорбционный и атомно-флуоресцентный анализ твердых образцов в морской геологии 63
Пахомова С.В., Чечко В.А., Розанов А.Г. Особенности химического обмена на границе вода - дно в Вислинском заливе Балтийского моря 67
Попова С.А., Макаров В.И., Куценогий К.П. Распределение элементного (сажевого) углерода в атмосферных аэрозолях над водной поверхностью и прибрежной зоной Белого моря и континентальной территорией 72
Романенко Ф.А. Геоморфологические типы низких берегов Ямала и Тазовского полуостровов и их роль в формировании потока наносов 75
Сивков В.В. Условия современного осадконакопления в Юго-Восточной Балтике: седиментосистема Гданьского бассейна 80
Синицына Н.Н. Теоретическое моделирование потоков седиментационных облаков 87
Стародымова Д.П., Шевченко В.П., Замбер Н.С., Покровский О.С. Поступление тяжелых металлов из атмосферы и элементный состав лишайников Костомукшского городского округа (Северо-Западная Карелия) 92
Топчая В.Ю., Чечко В.А. Особенности вещественного состава эолового материала, накапливающегося в снежном покрове юго-восточной Балтики 97
Чечко В.А., Топчая В.Ю., Чубаренко Б.В., Баранов В.И., Козлова О.И., Красильников С.В. Исследования условий осадкообразования в Вислинской лагуне (Балтийское море) в период ледостава 101

Система Белого моря, 4-D исследования

Андрианов В.В., Лебедев А.А., Лукин Л.Р., Неверова Н.В. Исследование динамики экологических последствий разлива мазута в южной части Онежского залива Белого моря 108
Балуев А.С., Журавлев В.А., Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Издание Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1 500 000 111

Банникова А.Ю., Немировская И.А. Алифатические и полициклические ароматические углеводороды в донных осадках Белого моря 116
Воробьева Т.Я., Собко Е.И., Лебедев А.А. Структура и пространственная динамика фито- и зоопланктона устьевой области реки Северной Двины в летний период 120
Гоголицын В.А. Соотношение хлорофиллов в Двинском заливе Белого моря 125
Губанова Я.Е., Исаченко А.И., Мокиевский В.О., Токарев М.Ю. Использование дистанционных методов для картирования биотопов в губе Ругозерская (Кандалакшский залив, Белое море) 130
Гусакова А.И., Дара О.М. Минеральный состав поверхностных донных осадков Белого моря 133
Демиденко Н.А., Землянов И.В., Горелиц О.В., Ефимова Л.Е. Гидрологический режим устьевой области реки Онега 138
Евзеров В.Я. Результаты стратиграфического и хроностратиграфического изучения отложений морских трансгрессий в Беломорской котловине 144
Ефимова Л.Е., Демиденко Н.А., Жук В.А., Фролова Н.Л., Широкова В.А. Гидрохимическая характеристика вод устьевой области р. Онеги 149
Зарецкая Н.Е., Шевченко Н.В., Басилян А.Э., Покровский Б.Г., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Голоценовая малакофауна полуострова Киндо (Кандалакшский залив Белого моря): геолого-геохронологические исследования 154
Здобин Д.Ю. Состав и физико-химические свойства илов губ Кандалакшского залива Белого моря 159
Здобин Д.Ю. Физико-химические свойства отложений латеральных лагун Кандалакшского залива Белого моря 162
Здобин Д.Ю., Иванов М.В. Особенности биоседиментации на плантациях марикультуры *Mytilus edulis* на Белом море 167
Киселев Г.П., Зыков С.Б., Малов А.И. Использование естественных изотопов урана для контроля распространения загрязнений поверхностных и грунтовых вод при разработках месторождений алмазов 170
Колька В.В., Корсакова О.П., Лаврова Н.Б., Шелехова Т.С., Арсланов Х.А. Перемещение береговой линии моря и гляцио-

изостатическое поднятие суши в позднеледниковье и голоцене на карельском берегу Белого моря 173
Коробов В.Б., Хоменко Г.Д., Чульцова А.Л., Лещев А.В., Гоголицын В.А., Лукьянов С.А., Яковлев А.Е., Клепиковская Е.В., Куртеева Е.И. Экспедиция в устьевой области Северной Двины весной 2011 года: предварительные результаты 177
Кособокова К.Н., Перцова Н.М. Структура и экология планктонных сообществ Белого моря в зимний период 183
Кравчишина М.Д., Буренков В.И., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Вазюля С.В., Политова Н.В. Концентрация хлорофилла “а” в Белом море по судовым и спутниковым данным (2003–2010 гг.) как индикатор биогенной части рассеянного осадочного вещества 185
Кузнецов О.Л., Филимонова Л.В. Стратиграфия и прирост торфяных залежей верховых болот побережья Белого моря в голоцене 192
Кутенков С.А., Стойкина Н.В. Реликтовые торфяники островов Белого моря 197
Леонов А.В., Чичерина О.В. Биотрансформация нефтяных углеводородов в разных акваториях Белого моря: анализ результатов математического моделирования 202
Лещев А.В. Взвешенные вещества в снежно-ледовом покрове и воде устьевой области реки Северная Двина в конце зимы 2011 года 207
Лукьянов С.А., Лебедев А.А., Шварцман Ю.Г. Гранулометрический состав донных отложений устьевой зоны реки Северная Двина 212
Маслов А.В., Шевченко В.П., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Шевченко Н.В. РЗЭ-систематика современных донных осадков Белого моря и нижнего течения р. Северная Двина 217
Мискевич И.В., Чугайнова В.А. Оценка воздействия нефтяных углеводородов на биомассу фитопланктона по данным натурных наблюдений в Белом и Печорском морях 223
Неверова Н.В., Лебедев А.А. Оценка загрязнения реки Северной Двины общими нефтепродуктами по коэффициенту донной аккумуляции 228
Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря 232

Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Новые данные по распределению водных палиноморф в Онежском заливе Белого моря 237
Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований 241
Радченко И.Г., Ильяш Л.В., Шевченко В.П. Летний фитопланктон эстуария реки Кемь (Онежский залив Белого моря) 246
Ружникова Н.Н. Эколого-географическое районирование акватории Белого моря 251
Рыбалко А.Е., Семенова Л.Р., Журавлев В.А., Шевченко В.П., Никонов К.А. Четвертичные отложения Белого моря 256
Савенко А.В., Демиденко Н.А., Покровский О.С. Макро- и микроэлементный состав вод в устьевой области р. Мезени 261
Сандлер Д.И., Шевченко В.П., Филиппов А.С. Петрографический состав пород, составляющих гальку донных осадков Онежского залива Белого моря 266
Сапелко Т.В., Субетто Д.А., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В. Реконструкция растительности позднего голоцена по палинологическому изучению донных отложений озерного и морского генезиса на основе исследования озер Соловецких островов 271
Субетто Д.А., Шевченко В.П., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Сапелко Т.В., Субетто Г.Д. Время изоляции озер Соловецкого архипелага, Белое море 274
Троянская А.Ф., Вельямидова А.В. Стойкие органические загрязнители в донных осадках устья Северной Двины и Двинского залива Белого моря 277
Троянская А.Ф., Рубцова Н.А., Вахрамеева Е.А. Органически связанный хлор в донных осадках дельты Северной Двины и Двинского залива Белого моря 282
Филиппов Д.А. О верховых болотах вологодской части бассейна Белого моря 285
Чульцова А.Л. Исследование химических показателей снега, льда и воды устьевой области реки Северной Двины в зимнюю межень 2011 г. 290
Шевченко В.П., Политова Н.В., Георгиев А.П., Гусакова А.И., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Левченко О.В., Мутовкин А.Д., Новигатский А.Н., Толстиков А.В., Филиппов А.С., Чульцова А.Л. Многодисциплинарная экспедиция в Белое

море в июле 2011 г. на НИС “Эколог”: предварительные результаты 295

Система Каспийского моря, 4-D исследования

Амбросимов А.К. Новые данные об образовании апвеллинга у восточного побережья Среднего Каспия 302
Амбросимов А.К. Палеоканьоны Волги на дне Каспийского моря 307
Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Федоров В.И., Сорокин В.М. Особенности локализации осадков периода мангышлакской регрессии в северной части Каспия 311
Векилов Э.Х. О процессах биологической ассимиляции углеводородных продуктов в морской среде на примере Каспийского моря 316
Доманов М.М., Верховская З.И., Доманова Е.Г. Оценка радиоэкологической ситуации и концентрации естественных радионуклидов U, Th, Ra в донных осадках района Среднего Каспия над структурой Нурсултан 320
Зарецкий С.И., Андреев А.А., Векилов Э.Х. Отечественное оборудование и средства для локализации и ликвидации аварийных разливов нефти для Каспийского бассейна 325
Кивва К.К., Архипкин В.С., Тужилкин В.С. Глубина проникновения конвекции и вентиляция глубоководных впадин Каспийского моря 330
Кивва К.К., Полякова А.В. Основные факторы изменения вертикальной гидрохимической структуры Каспийского моря 335
Козина Н.В., Золотых Е.О., Демина Л.В. Минеральный состав, содержание органического углерода и аморфного кремнезема в поверхностных донных осадках Среднего Каспия 340
Криксунов Е.А., Полонский Ю.М. Сопоставление ориентировочных прогнозных оценок воздействия техногенных выбросов нефтефлюидов и оценок воздействия лимитирующих факторов на состояние осетровых рыб Северного Каспия 343
Либина Н.В., Черников А.Г. Построение скоростных 3-D моделей Каспийского региона методом Марковской гипсотомографии 344
Лукашин В.Н., Амбросимов А.К., Либина Н.В., Корж А.О., Мутовкин А.Д., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Голь-

дин Ю.А. Исследование системы Каспийского моря в 35-м рейсе НИС «Рифт» 349
Панин Г.Н. Вариации климатических изменений Северной Евразии и Каспия 354
Паутова Л.А., Силкин В.А., Востоков С.В. Структура летних планктонных фитоценов глубоководной части Среднего Каспия 358
Сапожников В.В. Итоги 16-летнего гидрохимического мониторинга Среднего и Южного Каспия 364
Свиточ А.А., Янина Т.А., Макшаев Р.Р., Хомченко Д.С. Роль проливов Маныча в истории Понто-Каспийских бассейнов 366
Янина Т.А., Свиточ А.А. Неоплейстоцен Каспийского моря: стратиграфия, палеогеография, корреляция 369
Янина Т.А., Хомченко Д.С. Палеогеография хвалынской трансгрессии Каспийского моря 374

Алфавитный указатель 379

CONTENTS

Nanotechnologies and mass and energy fluxes (atmo-, cryo-, hydro-, litho-, sedimentospheres)

Vinogradova A.A. Atmospheric aerosol composition over the White Sea: long-range transport of air masses and pollution 4

Gritsenko V.A., Kileso A.V. Mixing features of the density currents in the bottom microlayer and resuspension of the bottom sediments 9

Gordeev V.V., Mon'ko A.N., Makkaveev P.N. Dissolved and particulate trace elements in the Obskaya Guba in summer and autumn of 2010 14

Darin A.V., Kalugin I.A., Tretiakov G.A., Maksimova N.V., Rakshun Ya.V. Geochemistry of the annual cycle of sedimentation in the varves lakes of Central Asia region 20

Denisov V.I., Tkachenko Yu.Yu., Kuznetzov A.N., Zagranichny K.A., Lukyanchenko A.D., Levchenko S.V. Quantitative assessment of abrasion material fluxes in the shallow part of the Black Sea eastern shelf using the method of sediment traps (area of Shirokaya Balka settlement) 25

Denisov V.I., Tkachenko Yu.Yu., Kuznetzov A.N., Zagranichny K.A., Lukyanchenko A.D., Levchenko S.V., Chernousov S.Y. Suspended matter fluxes on the Black Sea shelf in the area from Anapa to Arkhipo-Osipovka according to the sediment traps data (results of field studies) 28

Zhitina L.S., Ilyash L.V. Composition and abundance of phytoplankton in Baydaratskay Inlet of the Kara Sea 33

Klyuvitkin A.A., Ostrovskii A.G., Novigatsky A.N. Vertical fluxes of the sediment matter in the north-eastern Black Sea in June 2011 38

Kurteeva E.I. The formation of the chemical composition of precipitations in the coastal zone of the western sector of the Arctic seas 43

Mityaev M.V., Gerasimova M.V. Spatial-temporal changes of a suspended matter concentration in the inlets of Murmansk and Karelian coasts 48

Mishukov V.F., Mishukova G.I., Vereschagina O.F. Changeability of methane fluxes on border of water - atmosphere in areas of a

shelf and a slope of the Sakhalin and the Deryugin Basin of the Sea of Okhotsk 53
Nemirovskaya I.A., Artemiev V.A. Peculiarities distribution of hydrocarbons in impact and background regions in oceans 58
Oreshkin V.N. Atomic absorption and atomic fluorescence analysis of solid samples in marine geology 63
Pakhomova S.V., Chechko V.A., Rozanov A.G. Features of chemical exchange across the water – sediment interface in the Vistula Lagoon of the Baltic Sea 67
Popova S.A., Makarov V.I., Koutsenogii K.P. Distribution of elemental carbon (soot) in atmospheric aerosols above a water surface and a coastal territory of the White Sea and continent 72
Romanenko F.A. The geomorphologic types of low coasts of Yamal and Tazovsky Peninsulas and their part in the flow sediments forming 75
Sivkov V.V. Condition of recent sedimentation in the South-Eastern Baltic: Gdansk Basin sedimentation system 80
Sinitsina N.N. Theoretical modeling of sedimental clouds streams 87
Starodymova D.P., Shevchenko V.P., Zamber N.S., Pokrovsky O.S. Atmospheric input of heavy metals and elemental composition of lichens in Kostomuksha District (North-Western Karelia) 92
Topchaya V.Y., Chechko V.A. Features of composition of eolian material accumulative in the snow cover of south-east Baltic 97
Chechko V.A., Topchaya V.Y., Chubarenko B.V., Baranov V.I., Kozlova O.I., Krasilnikov S.V. Ambient conditions of sedimentation in the Vistula Lagoon during ice-cover period 101

White Sea System, 4-D investigations

Andrianov V.V., Lebedev A.A., Lukin L.R., Neverova N.V. Research of dynamics of ecological consequences of flood of black oil in a southern part of the Onega gulf of the White Sea 108
Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Leonov M.G., Kolodyazhny S.Yu., Przhiyalgovsky E.S., Terechov E.N. Edition of Tectonic Map of the White Sea and Adjoining Territories at a Scale of 1:1500 000 111
Bannikova A.Y., Nemirovskaya I.A. Aliphatic and Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Sediment of the White Sea 116
Vorobieva T.Ya., Sobko E.I., Lebedev A.A. Structure and spatial dynamics phyto- and a zooplankton of Northern Dvina estuary in summer 120

Gogolitzyn V.A. Relationship of chlorophylls in Dvina bay of the White Sea 125
Gubanova Y., Isachenko A., Mokievsky V., Tokarev M. Habitat mapping using remote sensing methods in Rugozerskaya Inlet (Kandalaksha Bay, White Sea) 130
Gusakova A.I., Dara O.M. Mineral composition of surface bottom sediments of the White Sea 133
Demidenko N.A., Zemlyanov I.V., Gorelitz O.V., Efimova L.E. Hydrologycal regime of the Onega estuary 138
Yevzerov V.Y. Results of stratigraphic and chronostratigraphic investigation of marine transgression sediments in the White Sea depression 144
Efimova L.E., Demidenko N.A., Zhuk V.A., Frolova N.L., Shirokova V.A. Hydrochemical characteristic of the waters of the Onega estuary 149
Zaretskaya N.E., Shevchenko N.V., Basilian A.E., Pokrovsky B.G., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu. Holocene malacofauna of the Kindo peninsula (Kandalaksha inlet of the White Sea): geological and geochronological studies 154
Zdobin D.Y. Physic-chemical properties of the silts in the Kandalaksha Bay of the White Sea 159
Zdobin D.Y. Physic-chemical and biochemical properties of the near-shave marine and biomineral sediments in the Kandalaksha Bay of the White Sea 162
Zdobin D.Y., Ivanov M.V. Biosedimentation of the marine culture *Mytilus edulis* on the White Sea 167
Kiselev G., Zykov S., Malov A. Use of natural isotopes of uranium for control under the distribution of surface and soil waters pollution produced by diamond deposits 170
Kolka V., Korsakova O., Shelekhova T., Lavrova N., Arslanov Kh. Late Glacial and Holocene Relative sea-level change and glacio-isostatic uplift on Karelian coast of the White Sea 173
Korobov V.B., Khomenko G.D., Chultsova A.L., Leshev A.V., Gogolitsyn V.A., Lukyanov S.A., Yakovlev A.E., Klepikovskaya E.V., Kurteeva E.I. Expedition to the mouth area of the Northern Dvina River in the spring of 2011: preliminary results 177
Kosobokova K.N., Pertzova N.M. Structure and ecology of the zooplankton communities of the White Sea during the winter 183

Kravchishina M.D., Burenkov V.I., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Vazyulya S.V., Politova N.V. Chlorophyll "a" concentration in the White Sea according to vessel and satellite data (2003–2010) as the marker of biogenic part of sedimentary matter 185
Kuznetsov O.L, Filimonova L.V. Stratigraphy and peat deposit increment rate of raised bogs on the White Sea coast during Holocene 192
Kutenkov S.A., Stoikina N.V. Relic peatlands of the White Sea islands 197
Leonov A.V., Chicherina O.V. Biotransformation of oil hydrocarbons in different water areas of the White Sea: analysis of mathematical simulation results 202
Leshchev A.V. Particulate matter in the snow-ice cover and water of Northern Dvina River mouth at the end of winter 2011 207
Lukcjanov S., Lebedev A., Shvartsman Y. Grain-size composition of the ground sediments in the estuarine zone of the Northern Dvina River 212
Maslov A.V., Shevchenko V.P., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Novigatsky A.N., Filippov A.S., Shevchenko N.V. REE-systematics of modern bottom sediments of White Sea and lower reach of Severnaya Dvina River 217
Miskevich I.V., Chugaynova V.A. Assessment of petroleum hydrocarbons impact on the phytoplankton biomass according to data of field observations in the White and Pechora seas 223
Neverova N.V., Lebedev A.A. Assessment of pollution of the Northern Dvina River ин common petroleum products at a rate of bottom accumulation 228
Nikiforov S.L., Koshel S.M., Froll V.V. Seabed digital model of the White Sea 232
Novichkova Ye.A., Polyakova Ye.I. Aquatic palinomorphs distribution in the Onega Bay of the White Sea. New data 237
Pantiulin A.N., Krasnova E.D. Separating basins of the White Sea: new field for interdisciplinary research 241
Radchenko I.G., Ilyash L.V., Shevchenko V.P. Summer phytoplankton of the Kem' River estuary (Onega Bay, White Sea) 246
Ruzhnikova N.N. Ecology-geografical zoning of the White Sea area of water 251
Rybalko A.E., Semenova L.R., Zhuravlev V.A., Shevchenko V.P., Nikonov K.A. Quaternary deposits of the White Sea 256

Savenko A.V., Demidenko N.A., Pokrovsky O.S. Macro- and microelement water composition in the Mezen River mouth area 261
Sandler D.I., Shevchenko V.P., Filippov A.S. Petrographic composition of pebbles from bottom sediments of Onega Bay of the White Sea 266
Sapelko T.V., Subetto D.A., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V. Reconstruction of vegetation during the Late Holocene according pollen analysis of lakes and sea sediments of Solovki Islands 271
Subetto D.A., Shevchenko V.P., Kuznetzov D.D., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Subetto G.D. Isolation age of Solovetsky Archipelago lakes, the White Sea 274
Troyanskaya A.F., Velyamidova A.V. Persistant organic pollutants in bottom sediments of the North Dvina estuary and Dvinsky Bay, the White Sea 277
Troyanskaya A.F., Rubtsova N.A., Vahrameeva E.A. Organically bound chlorine in bottom sediments of the North Dvina delta and Dvinsky Bay, the White Sea 282
Philippov D.A. Some data about raised bogs on the Vologda part of the White Sea catchment area 285
Chultsova A.L. Research of chemical indexes of snow, ice and water in the mouth of the Northern Dvina River in winter period, 2011 290
Shevchenko V.P., Politova N.V., Georgiev A.P., Gusakova A.I., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Levchenko O.V., Mutovkin A.D., Novigatsky A.N., Tolstikov A.V., Filippov A.S., Chultsova A.L. Multidisciplinary expedition to the White Sea in July 2011 onboard the RV "Ekolog" – preliminary results 295

Caspian Sea System, 4-D investigations

Ambrosimov A.K. New data about formation apvelling at east coast of Middle Caspian Sea 302
Ambrosimov A.K. Paleocanyons of the Volga River at the bottom of the Caspian Sea 307
Bezrodnih Ju.P., Delija S.V., Romajuk B.F., Fedorov V.I., Sorokin V.M. Features of localisation of sediments from the period of the Mangyshlak regression in the Northern Caspian Sea 311
Vekilov E.Kh. About processes of biological assimilation of oil and gas products in marine environment on example of the Caspian Sea 316

Domanov M.M., Verkhovskaya Z.I., Domanova E.G. Estimation of a radioecological situation and concentration of natural radionuclides U, Th, Ra in the bottom sediments of the Middle Caspian Sea region over structure Noursultan 320
Zaretskii S.I., Andreev A.A., Vekilov E.Kh. Native equipment for localize and liquidation emergency oil spill for Caspian Sea 325
Kivva K.K., Arkhipkin V.S., Tuzhilkin V.S. Convection penetration depth and ventilation of the Caspian Sea deep depressions 330
Kivva K.K., Polyakova A.V. Major factors of vertical hydrochemical structure changes in the Caspian Sea 335
Kozina N.V., Zolotikh E.O., Demina L.V. Mineral composition, organic carbon and amorphous silica content in the surface bottom sediments of the Central Caspian Sea 340
Kriksunov E.A., Polonsky Yu.M. Comparison of preliminary predicted assessments of the technogenic oil fluids' impact with evaluations of affecting of the limiting factors on a state of the sturgeons of the North Caspian Sea 343
Libina N.V., Chernikov A.G. Construction of speed 3-D models of the Caspian region by Markov gipsotomografii 344
Lukashin V.N., Ambrosimov A.K., Libina N.V., Korzh A.O., Mutovkin A.D., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Goldin Yu.A. Study of the Caspian Sea system in 35 cruise of the r/v Rift 349
Panin G.N. Variations of climate changes Northern Eurasia and Caspian regions 354
Pautova L.A., Silkin V.A., Vostokov S.V. Summer plankton phytocenosis structure in the deep water Middle Caspian Sea 358
Sapozhnikov V.V. Resume of 16-years hydrochemical monitoring of the Middle and Southern Caspian Sea 364
Svitoch A.A., Yanina T.A., Makshaev R.R., Khomchenko D.S. The role of the Manych passages in the Pont-Caspian basins Pleistocene history 366
Yanina T.A., Svitoch A.A. Neopleistocene of the Caspian Sea: stratigraphy, paleogeography, correlation 369
Yanina T.A., Khomchenko D.S. Paleogeography of the Khvalynian transgression of the Caspian Sea 374

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии

Москва, 14–18 ноября 2011 г.

Том III

Подписано к печати 30.09.2011.
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1,80 г/м^2
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Уч.-изд. 25,0 л. Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./Факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ПИК “Идел-Пресс”
420066, Республика Татарстан, г. Казань, ул. Декабристов, 2.

395