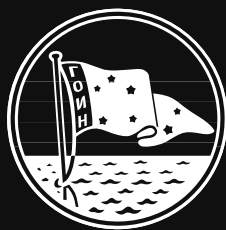


**Министерство природных ресурсов
и экологии Российской Федерации**

**Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды**

**Труды Государственного
Океанографического Института
имени Н.Н. Зубова**



Исследования океанов и морей

выпуск 216

*Под редакцией
докт. геогр. наук, профессора В.М. Грузинова*

**Москва
2015**

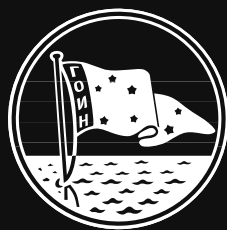
**ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени Н.Н. ЗУБОВА**



MINISTRY OF NATURAL RECOURCES AND
ENVIRONMENT OF THE RUSSIAN FEDERATION

FEDERAL SERVICE FOR HYDROMETEOROLOGY AND
ENVIRONMENTAL MONITORING

**Proceedings of N.N. Zubov
State Oceanographic Institute**



OCEAN AND SEA RESEARCH

No. 216

*Under the editorship of
V.M. Gruzinov, Professor, D. of Geography*

**Moscow
2015**

УДК 551.466+551.467
ББК 91.99+26.23+26.221

Рецензенты:

докт. физ.-мат. наук Показеев К.В.

докт. геогр. наук Нестеров Е.С.

Сборник Трудов ГОИН`а №216 содержит, в основном, доклады, прочитанные на конференции «Современные проблемы моделирования и анализа процессов в морях и океанах в интересах гидрометеорологического обеспечения хозяйственной деятельности», состоявшейся в ГОИН`е 28–29 октября 2014 г.

Тематика докладов соответствовала основным направлениям деятельности ГОИН`а и была направлена на решение основных проблем современной прикладной океанографии.

В работах, включенных в сборник, рассматриваются методы и приемы анализа состояния термохалинных полей в океане, структура крупных вихрей и линз и их влияние на общую гидрологическую ситуацию отдельных акваторий. Приведены результаты модельных расчетов циркуляции вод в арктических морях и в Японском море. Большое место занимают работы, связанные с исследованиями морского ветрового волнения, в том числе исследуются механизмы образования и возможности прогнозирования экстремальных волн в океане, моделирования волнения в экстремальных штормах Черного моря, оценки климатических характеристик волнения Азовского моря, проведенные на основе натуральных данных наблюдений и реанализа.

В сборнике значительное место занимают статьи экологической и гидрохимической направленности. В частности, проведен подробный анализ содержания хлорорганических пестицидов в прибрежных водах Черного моря, исследована взаимосвязь между концентрациями тяжелых металлов и дисперсностью морского аэрозоля, приведены результаты исследования донных отложений в шельфовой зоне Южного Берега Крыма на содержание радиоактивных элементов. Несомненный интерес вызовут работы, имеющие прямую практическую направленность. В частности, результаты моделирования динамики вод прибрежной зоны Черного моря и возможные изменения в прибрежной зоне Азовского моря при повышении уровня.

Результаты теоретических исследований включены в работы, связанные со структурой спектров и интерпретацией гидрофизических процессов, динамикой верхнего квазигомогенного слоя при штормовом ветре, логическими особенностями математических моделей в гидрометеорологии.

Выпуск Трудов ГОИН`а №216 представляет интерес для специалистов в области океанографии, морской гидродинамики, гидрохимии и морской экологии, а также работников морской сети системы Росгидромета.

Сборник подготовлен к изданию О.В. Кузнецовой.

ISBN

The present issue of the SOI's Proceedings N216 contains mostly reports read at the Conference "Modern problems of modelling and analysis of processes in the seas and oceans for hydrometeorological support economic activity" which took place in SOI on October 28–29, 2014.

The subjects of the reports corresponded to basic directions of activity of SOI and was directed to the solution of the basic problems of the modern applied oceanography.

In the works included in the issue methods and receptions of the analysis of a state the termokhaline fields at the ocean, structure of large whirlwinds and lenses and their influence on the general hydrological situation of certain water areas are considered. Results over of model calculations of circulation of waters are brought in Arctic seas and in the Japanese sea. A large place is occupied by the works related to researches of marine wind agitation, the mechanisms of formation and possibility of prognostication of extreme waves in an ocean, design of agitation are including investigated in the extreme gales of the Black sea, estimations of climatic descriptions are the agitations of Azov sea, conducted on the basis of model these supervisions and reanalysis.

In collection a considerable place is occupied by the articles of ecological and hydro-chemical orientation. In particular, the detailed analysis of the content organochlorine pesticides in the coastal waters of the Black Sea is carried out, the interrelation between the concentrations of heavy metals and marine aerosol dispersion, results of research of sediments in the shelf zone of the Southern Coast of the Crimea on the content of radioactive elements. Undoubted interest will cause work, with direct practical orientation. In particular, the results of modeling the dynamics of water in coastal areas of the Black Sea and the possible changes in the coastal zone of the Azov Sea at higher levels.

Results of theoretical researches are put into the operation connected with structure of ranges and interpretation of hydrophysical processes, dynamics of the top quasihomogeneous layer at a gale, logical features of mathematical models in hydrometeorology.

The issue of the SOI's Proceedings №216 is of interest to specialists in the field of oceanography, marine hydrodynamics, hydrochemistry and marine ecology, as well as employees of the marine network system Roshydromet.

Proceedings were prepared for publication O. Kuznetsova.

ISBN

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

Яковлев Н.Г.

Современные численные модели достигли замечательных успехов в воспроизведении состояния Северного Ледовитого океана. Иногда создается впечатление, что дальнейший прогресс в решении задачи связан исключительно с увеличением пространственного разрешения и с совершенствованием вычислительных технологий для использования все более производительных компьютеров. Между тем Северный Ледовитый океан имеет ряд физических особенностей, создающих принципиальные трудности при его моделировании: малый радиус деформации Россби, конвекция на открытой воде и подо льдом, сильная стратификация по вертикали, динамика и термодинамика морского льда сложной морфологии, по существу трехмерная структура пограничного слоя «атмосфера-лед-океан».

В работе обсуждаются некоторые из таких проблем и особенности их описания в современных и перспективных моделях. Делается вывод о важности использования аппарата численного моделирования для комплексного исследования Арктики.

Введение

В 1999 году под влиянием понимания ограниченности климатических моделей в части описания процессов в океанах высоких широт была начата программа АОМIP (Proshutinsky и др., 2001) (*АОМIP – Arctic Ocean Model Intercomparison Project*, Международный проект по сравнению моделей Северного Ледовитого океана, см. информацию на сайте <http://www.whoi.edu/page.do?pid=29836>). Задачей этой программы было, в частности, улучшение понимания роли Северного Ледовитого океана в изменениях климата в Арктике, и «улучшение понимания процессов, ответственных за формирование современного состояния вод и морского льда через сравнение и совершенствование численных моделей». За время работы программы АОМIP был достигнут заметный прогресс в описании состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана (СЛО) – прежде всего за счет использования моделей высокого пространственного разрешения. Если в начале проекта горизонтальное разрешение порядка 20 км считалось вполне приемлемым, и полученные результаты казались вполне реалистичными, то сейчас некоторые группы исследователей начинают работать уже с разрешениями порядка 5 км. Параллельно с увеличением пространственного разрешения шло и усложнение используемых физических приближений. В основном это касалось описания динамики и термодинамики морского льда и, в меньшей степени, параметризации крупно-

масштабной турбулентности. При этом следует отметить, что за истекшее десятилетие не появилось принципиально новых физических концепций – все внедрявшиеся в широкое использование физические параметризации были сформулированы в конце 1990-х – начале 2000-х годов.

В то же время основные задачи, которые были сформулированы в самом начале проекта, остались во многом нерешенными. Прежде всего, это задача о механизмах формирования узких струй вдоль материкового склона, несущих теплую атлантическую воду, и задача формирования и изменчивости наблюдаемого распределения солёности (часто говорят о содержании пресной воды, хотя физически было бы правильнее говорить именно о содержании солей). Собственно говоря, некоторый кажущийся парадокс и состоит как раз в том, что сильное увеличение пространственного разрешения не привело к ожидаемому новому пониманию состояния СЛО и улучшению воспроизведения наблюдаемых характеристик. В связи со сказанным выше были сформулированы вопросы:

- какое пространственное разрешение следует считать достаточным для моделирования СЛО в рамках существующих моделей, использующих так называемые «традиционные» приближения – гидростатики, Бусинеска и несжимаемости?
- какие физические процессы ответственны за формирование наблюдаемого состояния СЛО и как они описаны в современных моделях?
- будут ли справедливы основные предположения о состоянии океана и морского льда, используемые сейчас, при переходе к более высокому пространственному разрешению?
- какие потребуются новые параметризации, и какие старые параметризации перестанут работать при переходе к более высокому пространственному разрешению?
- что в данный момент важнее – направлять усилия на увеличение пространственного разрешения (в рамках структурированных и неструктурированных пространственных аппроксимаций) или на улучшение параметризации физических процессов в пределах уже достигнутого разрешения?

В 2013 году программа AOMIP была трансформирована в проект FAMOS (Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis, <http://www.who.edu/projects/famos/>). От России в проекте официально участвуют три группы (см. Таблицу): Е. Голубева, Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск; Н. Дианский, Институт вычислительной математики РАН, г. Москва; и Н. Яковлев, также ИВМ РАН (Golubeva and Platov, 2007, Moshonkin и др., 2011, Яковлев, 2012). Работа в этом проекте, и в других международных

проектах (таких, как DAMOCLES - Developing Arctic Modelling and Observing Capabilities for Long-term Environmental Studies) показывает, что в настоящее время в России имеется неплохой теоретический и практический задел для решения задач моделирования Арктики на современном уровне.

С точки зрения решения практических задач в отдельном регионе Северного Ледовитого океана примером может служить система, состоящая из мезомасштабной модели прогноза состояния атмосферы, модели ветрового волнения и модели циркуляции моря с дрейфующим льдом, разработанной в ГОИН'е (Дианский и др., 2014).

Таблица 1.

Модели, участвующие в проекте АОМIP

(список моделей-участников постоянно корректируется)

<i>Institute</i>	<i>State</i>	<i>Principal Investigator</i>	<i>Model name</i>
Alfred Wegener Institute, AWI	Germany	M. Karcher	AWI
Goddard Space Flight Center (GSFC)	USA	S. Hakkinen	GSFC
Laboratoire de Physique des Océans	France	C. Lique	ORCA025/ DRAKKAR
Los Alamos National Laboratory	USA	E. Hunke	LANL
Nansen Environmental and Remote Sensing Center, NERSC	Norway	H. Drange	NERSC
Naval Postgraduate School, NPS	USA	W. Maslowski	NPS
New York University, NYU	USA	D. Holland	NYU
Russian Academy of Science SB, ICMMG, Novosibirsk	Russia	E. Golubeva	RASN
Institute of Numerical Mathematics, INM RAS, Moscow	Russia	N. Yakovlev	FEMAO2
Institute of Numerical Mathematics, INM RAS, Moscow	Russia	N. Diansky	INMOM
University of Washington	USA	J. Zhang	UW
Dalhousie University, DAL	Canada	F. Dupont	DAL
Florida State University	USA	D. Dukhovskoy	FSU
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL	USA	Winton/Martin	GFDL
International Arctic Research Center, IARC	USA	E. Watanabe	IARC-2/COCO
Jet Propulsion Laboratory, JPL	USA	An T. Nguyen	ECCO2
Massachusetts Institute of Technology, MIT	USA	C. Hill	ECCO2
National Center for Atmospheric Research, NCAR	USA	M. Holland	NCAR

Norwegian Polar Institute, NPI	Norway	Ole A. Nøst	NPI
Rosby Center, Swedish Meteorol. & Hydrol. Institute, RCO	Sweden	M. Meier	RCO
University of Massachusetts, Dartmouth, UMASDD	USA	C. Chen	FVCOM
National Oceanography Centre Southampton (NOCS/ORCA25)	UK	Y. Aksenov, B. de Cuevas	ORCA25
Laboratoire d'Océanographie: et du Climat: Expérimentations et Approches Numériques LOCEAN	France	Houssais/Herbaut	ORCA05
Institute of Ocean Sciences, Canada, IOS	Canada	G. Holloway	IOS

Наблюдаемые особенности состояния Северного Ледовитого океана (СЛО)

Начнем с того, что при моделировании СЛО нужно учитывать имеющиеся натурные данные, без правильной интерпретации которых невозможно построение адекватной физической модели моделируемого объекта. Количество и качество имеющейся информации будет в значительной мере определять и тот технологический уровень компьютерной модели, который имеет смысл использовать в настоящее время для воспроизведения состояния СЛО.

Прежде всего, можно отметить очевидные географические особенности, такие как:

- существование глубоководных котловин (или бассейнов);
- существование нескольких высоких и узких подводных хребтов, разделяющих бассейны;
- сочетание протяженных шельфов и крутых материковых склонов;
- сочетание широких проливов, соединяющих СЛО с Атлантическим океаном, и сети мелких и узких проливов Канадского Архипелага;
- интенсивный речной сток – как реками Евразии, так и реками Аляски;
- существование довольно толстого слоя теплых атлантических вод с ядром на глубине примерно 500м, переносящего тепло и соль в СЛО из Атлантики посредством узких струй шириной порядка 30км, идущих вдоль материкового склона;
- дрейфующий (недеформированный и деформированный различной морфологии) и неподвижный припайный лед.

Информацию о состоянии Северного Ледовитого океана дают различные спутниковые системы, в основном ориентированные на измерение площади льда. Есть постоянно меняющаяся сеть из довольно большого количества буев, объединенная в рамках Международной Арктической про-

граммы буев IABP – International Arctic Buoy Program (информацию о работе программы, а также все собранные данные можно получить на сайте <http://iabp.apl.washington.edu/>). Особенность использования буев в Арктике – трудность реализации программы с всплывающими буями типа Argo (см. сайт <http://www.argo.ucsd.edu>), так как происходит разрушение буя при его всплытии и столкновении со льдом. Данные с буев позволяют получать информацию о температуре, солёности, некоторые метеорологические параметры, и отслеживать положение буя, что позволяет вычислить скорость дрейфа льда. Несмотря на общее большое количество буев, их плотность в российских морях (также как и плотность сети материковых и островных метеорологических станций) представляется совершенно недостаточной (Рис.1).

В ключевых проливах устанавливаются заякоренные буи, ориентированные на измерения профилей температуры и солёности, и, в меньшей степени – скорости течений. Прототип интегрированной системы сбора и обработки данных, объединяющей все наблюдательные платформы через системы ассимиляции данных, создан в ходе проекта DAMOCLES (Developing Arctic Modelling and Observing Capabilities for Long-term Environmental Studies – разработка возможностей моделирования и наблюдения Арктики для долгопериодных исследований окружающей среды) – интегрированном европейском вкладе в Международный Полярный год 2007–2008 (см. сайт <http://www.damocles-eu.org>).

Подробный обзор современных методов экспериментального исследования гидрологии арктических морей дан в работе (Писарев, 2014).

В целом количество данных, получаемых в настоящее время по СЛЮ, хотя и представляется уже достаточно большим для того, чтобы можно было говорить о формировании общей картины среднего состояния и изменчивости характеристик воды и морского льда, остается недостаточным для описания существенных динамических характеристик с горизонтальными масштабами порядка нескольких километров.

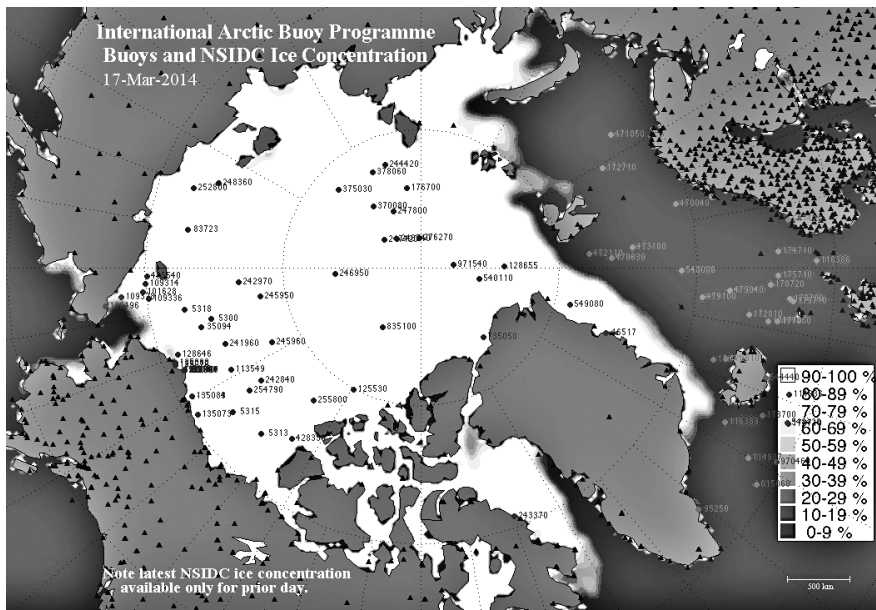


Рис. 1. Положение дрейфующих буев IABP по состоянию на 17 марта 2014. Белым цветом показана область, занятая морским льдом. На суше и островах отмечены метеорологические станции. Источник: <http://iabp.apl.washington.edu/>.

Моделирование состояния вод океана

Для моделирования вод СЛО используются различные модели, океанские блоки которых основаны, в сущности, на одних и тех же уравнениях движения и термодинамики, с некоторыми особенностями в постановке граничных условий, выборе уравнения состояния морской воды, в пространственном разрешении и в методах численной реализации. Все модели основаны на системе уравнений движения и термодинамики, записанных в системе координат «тонкого сферического слоя», и в «традиционных» приближениях несжимаемости (иногда говорят о «полу-несжимаемости», так как допускается «медленная» сжимаемость за счет изменения температуры и солёности, и под действием давления столба воды на глубине, исключаются только быстрые акустические волны), квазистатики и Буссинеска. Основная масса моделей построена на платформе MOM Лаборатории геофизической гидродинамики (Griffies и др., 2004). Европейские группы используют различные версии моделей OPA/NEMO (Madec и др., 1998). В последнее время появились модели, построенные на неструктурированных сетках на основе методов конечных объемов (Chen и др., 2009) и конечных

элементов (Wang, и др., 2014). Российские модели выделяются своеобразием и сильно отличаются друг от друга. Подробный обзор особенностей моделей займет слишком много места. Отметим только, что все современные модели обладают базовым набором законов сохранения тепла, солей, импульса и кинетической энергии, реализованы с помощью различных вариантов метода расщепления (или дробных шагов) с неявным по времени описанием вертикальной турбулентной диффузии и вязкости, и ориентированы на использование монотонных схем переноса температуры и солёности. Полезными опциями являются изопикническая диффузия температуры и солёности, горизонтальная турбулентная вязкость высокого порядка (бигармоническая), параметризация придонного пограничного слоя, параметризация проникающей глубокой конвекции, двойная диффузия тепла и солей. Многие модели имеют развитый блок расчета коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии и вязкости. Несмотря на то, что основные предположения и приближения для всех моделей очень похожи, результаты расчетов сильно отличаются друг от друга, что говорит о важности незначительных, на первый взгляд, деталей. Именно поэтому полезно иметь широкий спектр разных моделей для повышения надежности результатов расчетов.

Самой важной физической особенностью СЛО, отличающей его от других океанов и морей, является маленький бароклинный радиус деформации Россби (3–5 км). К этому добавляется и сочетание в одном регионе как сильно устойчивой плотностной стратификации летом (в связи с формированием теплого и пресного верхнего слоя), так и неустойчивой стратификации с зонами глубокой конвекции, проникающей до дна (в Норвежско-Гренландском море).

Вероятно, что именно с маленьким характерным горизонтальным масштабом бароклинных вихрей (радиусом деформации Россби) и связан тот факт, что увеличение пространственного разрешения не дает ожидаемого эффекта в плане точности описания интенсивных струй и переноса тепла и солей. При горизонтальном разрешении порядка 5 км спектр модели обрезается на масштабе наиболее энергетически значимых движений, и это не позволяет правильно описать переходы энергии по спектру. Таким образом, переход от разрешения порядка 20 км к разрешению порядка 5 км может сопровождаться даже ухудшением результатов, так как организованные струи распадаются на цепочки вихрей, динамика которых описана неадекватно. В результате струи разрушаются, а потоки тепла и солей резко падают. Это приводит к неверному описанию состояния океана в целом. Этот теоретический вывод подтверждается практическим опытом участвующих в проекте АОМIP моделей. Аналогичная ситуация встречается и при

моделировании океана в средних широтах. Но там бароклинный радиус деформации Россби составляет порядка 50 км, поэтому разрешение 10–20 км позволяет обойти проблему. Если же выбрать разрешение 50 км, то результаты по воспроизведению, например, струи Гольфстрима будут хуже, чем при разрешении 100 км (личное сообщение Н. Дианского).

При низком пространственном разрешении, когда справедлив статистический подход в описании ансамбля вихрей, существуют параметризации так называемого вихревого переноса скаляра (Gent and McWilliams, 1990, Visbeck и др., 1997). Пример использования такого рода параметризации в случае СЛО приведен в работе (Яковлев, 2012), где показано, что при использовании этой параметризации улучшается воспроизведение переноса тепла и солей из Атлантики в Центральную Арктику. Учитывая сказанное выше, можно ожидать, что такая параметризация будет полезна при пространственном разрешении порядка 20 км. При более высоком пространственном разрешении мы попадаем в «серую зону», когда в части области СЛО (например – в море Бофорта или в Баренцевом море, где радиус деформации достаточно большой в силу особенностей стратификации и относительно большой глубины) вихревые эффекты будут описываться моделью два раза – явно и через параметризацию.

Попытка непосредственного описания пространственных масштабов порядка 1 км приводит и к проблеме явного описания конвективного перемешивания, так как в этом случае мы приближаемся к масштабу конвективной ячейки (около 100 м). Вероятно в настоящее время такое высокое разрешение, чтобы отказаться от гидростатического приближения в моделях Мирового океана или СЛО, недостижимо, однако следует помнить об этом ограничении при применении существующих моделей для ограниченных районов, когда разрешение доходит до 100 м.

Таким образом, можно сделать вывод, что в данное время оптимальным разрешением для воспроизведения состояния вод глубокой части СЛО с помощью обычной модели крупномасштабной циркуляции в «традиционных» приближениях является разрешение не менее 15–20 км. При этом желательно рассматривать СЛО как часть Мирового океана в глобальной модели, чтобы исключить влияние граничных условий на «открытых» границах. Переход к более высокому пространственному разрешению, особенно в рамках приближения гидростатики, следует делать крайне осторожно, учитывая особенности физики Северного Ледовитого океана. В случае моделирования мелководных арктических морей российской части океана этот вывод можно скорректировать в меньшую сторону с учетом локального масштаба радиуса деформации Россби, однако следует помнить о границах применимости приближения Буссинеска и размерах конвективных плюмов.

Моделирование динамики и термодинамики ледового покрова

Наиболее сложные модели динамики и термодинамики в настоящее время – это разные версии моделей CICE (CICE 5.0, Hunke и др., 2013) и LIM (LIM3, Vancoppenolle и др., 2009). Во-многом эти модели представляются похожими, так как основаны на схожих принципах: упруго-вязко-пластичной реологии дрейфующего льда, расчете функции распределения льда по градациям толщины в результате термодинамической эволюции и в процессе торошения и наслаивания, вычислении прочности льда на основе изменения потенциальной энергии при торошении, вычислении распределения энтальпии снега и льда как функции вертикальной координаты (при этом учитываются соляные карманы, изменения теплопроводности и плотности снега и льда). Последние версии учитывают эволюцию солёности льда, что оказывается важным при моделировании эволюции системы на климатических масштабах времени. Наиболее сложным с теоретической точки зрения представляется описание динамики ансамбля дрейфующих ломающихся льдин и перераспределение льда по градациям толщины. Так, использование вместо простой (и все еще популярной) формулы для прочности льда (Hibler, 1979), когда прочность считается пропорциональной средней толщине льда более сложной методики (Flato and Hibler, 1985), требующей расчета эволюции функции распределения (Lipscomb и др., 2007), приводит к существенному увеличению скорости дрейфа льда в областях, занятых толстым льдом (Рис. 2).

Увеличение пространственного разрешения приводит уже сейчас к ситуации, когда шаг сетки модели становится сравнимым с размером отдельной льдины. Напомним, что средний размер льдины в СЛО оценивается в 300 м. В этой ситуации возникает вопрос о применимости предположений о реологии морского льда, описывающей силы, возникающие в ледовом покрове вследствие взаимодействия отдельных льдин между собой. Напомним, что базовая идея, на которой построены современные модели динамики льда, состоит в том, что дрейфующий морской лед можно рассматривать как гранулированную среду с большим количеством гранул на масштабе пространственного осреднения. В этом случае удается применить достижения механики сыпучих сред и описать дрейфующий и деформирующийся лед как течение жидкости с вязко-пластичной реологией (Hibler, 1979) (часто используется вычислительный прием, преобразующий систему уравнений для компонент тензора скоростей деформации к эволюционному виду, который трактуется как упруго-вязко-пластичная реология (Hunke and Dukowicz, 1997, Hunke, 2001); в настоящее время это наиболее распространенный подход в моделировании динамики льда в мире). Интересно заметить, что скорость сходимости упруго-вязко-пластичного

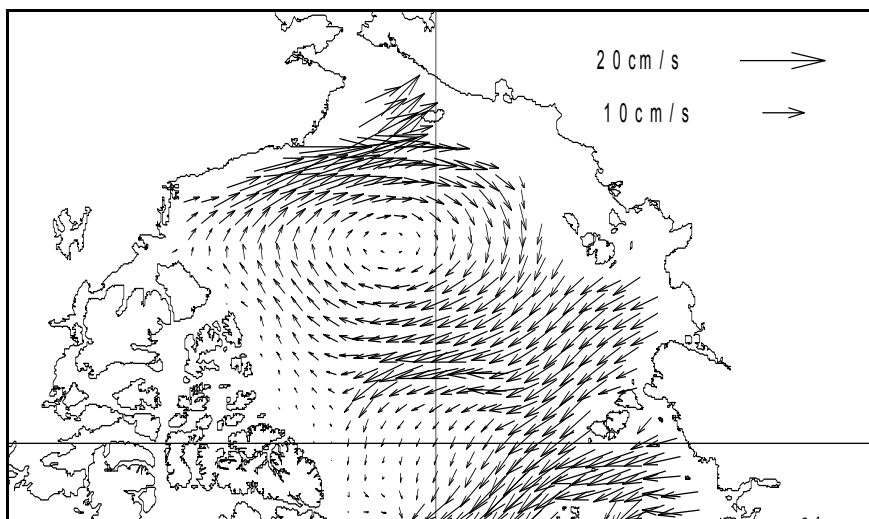
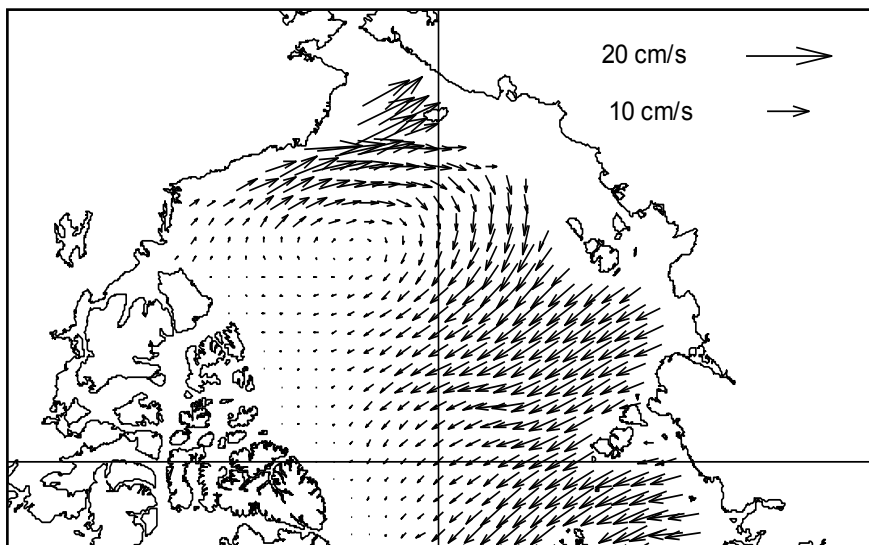


Рис. 2. Поле среднемесячной скорости дрейфа льда (показан декабрь 1989г.) при расчете прочности льда по упрощенной параметризации [Hibler, 1979] и более сложной параметризации [Flato and Hibler, 1985]. Результаты работы модели FEMAO (описание одной из версий – Яковлев, 2009).

решения к точному решению долгое время вообще не рассматривалась, и только недавно было показано, что метод должен быть сформулирован в другом виде (Bouillon и др., 2013). Это еще раз говорит о том, что в задаче численного моделирования есть еще много «белых пятен» даже в общепринятых методах.

Современные исследования показывают, что увеличение пространственного разрешения вплоть до 2 км способствует улучшению воспроизведения состояния ледового покрова (Wang and Wang, 2009) в рамках различных вариантов вязко-пластичной реологии. Однако можно ли использовать описание ледового покрова как сплошной среды при более высоком пространственном разрешении? По-видимому, нет. Дальнейшее увеличение пространственного разрешения моделей должно сопровождаться переходом к принципиально новым физическим концепциям и соответствующим численным методам.

Важной, но до конца не решенной проблемой, остается моделирование припая в рамках общей модели ледового покрова. Для параметризации припая используется предположение о том, что припай существует с октября по апрель включительно (личное сообщение А. Прошутинского, Вудсхолский океанографический институт США, см. также работу (Proshutinsky and Johnson, 1997)). Обычно в модели припай реализуется как лед с нулевой скоростью, относительно его сплоченности никаких предположений не делается. Обычно считается, что сплоченность припая равна 1,0. Поскольку в качестве граничного условия в общем случае вязко-пластичной реологии задается условие прилипания на твердой границе, некоторый «вычислительный» припай есть в модели всегда. В модели с невысоким пространственным разрешением используется некоторая аппроксимация реального рельефа дна, поэтому параметр может отличаться от 25 м. Области припая для значений параметра 25 м и 50 м показаны на Рис. 3 (заштрихованная область в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях).

Параметризация припая важна для описания скорости продукции льда и, соответственно, соленой воды. Это особенно ярко проявляется в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, где в случае отсутствия припая зимой под воздействием сильных ветров образуются зоны открытой воды, что и приводит к интенсивному образованию льда и осолонению верхнего слоя воды.

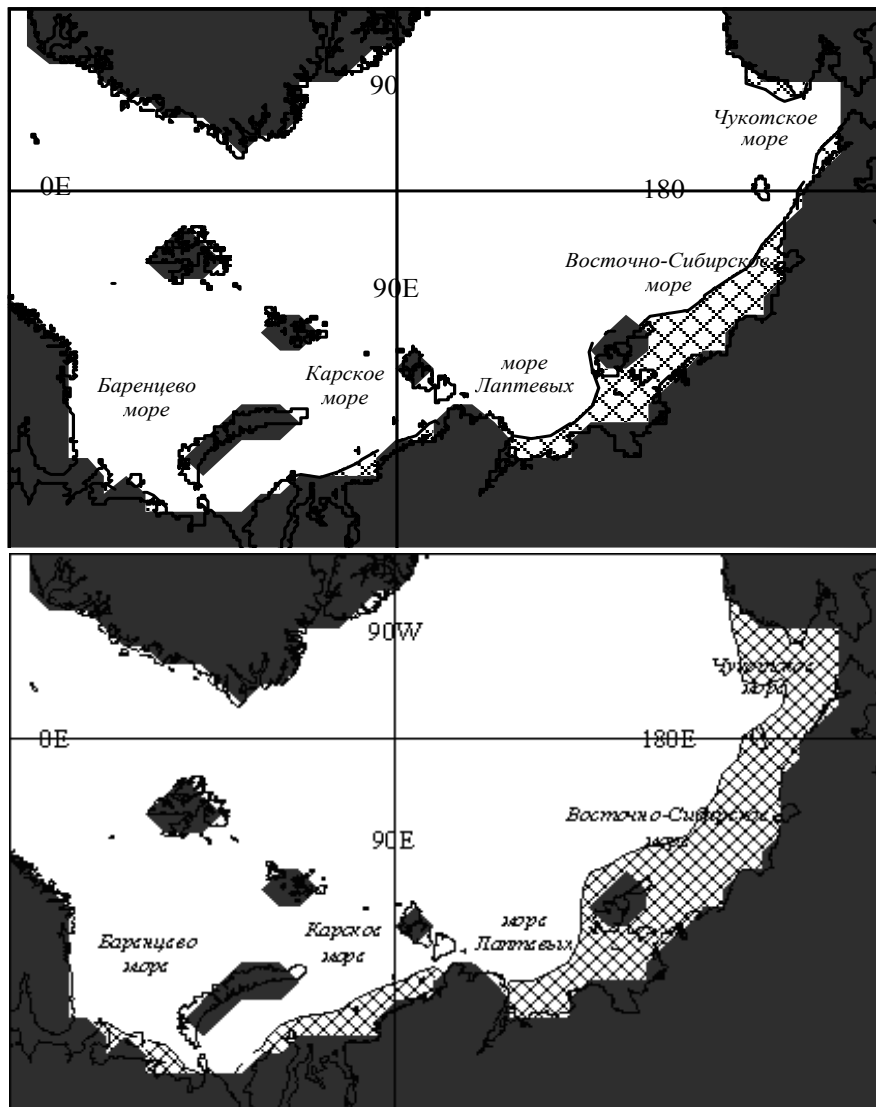


Рис. 3. Зона заданного в модели припая (отмечен штриховкой) в соответствии с требованиями АОМІР. Верхний рисунок соответствует критической глубине океана 25 м, нижний – 50 м. Скорость дрейфа льда в зоне припая считается равной нулю, относительно сплоченности никаких предположений не делается.

Проблема описания подледного пограничного слоя

Для того, чтобы проиллюстрировать проблему увеличения пространственного разрешения как по горизонтали, так и по вертикали, в верхнем пограничном слое океана подо льдом, на Рис.4 показан фрагмент данных по осадке льда, полученные с сонаров подводных лодок (*SCICEX – Science Ice Exercise*, Научные Ледовые учения, см. сайт <http://www.scicex.org>). Видно, что не только увеличение горизонтального пространственного разрешения создает проблемы описания пограничного слоя. Увеличение вертикального разрешения также наталкивается на проблему построения численной модели – как выбирать вертикальную сетку, если глубина подводной части торосов достигает 10 м и более, а их горизонтальный масштаб составляет порядка 50–100 м? Как уже отмечалось, в настоящее время в численных моделях крупномасштабной динамики океана структура нижней поверхности льда обычно не учитывается, максимум, что может быть принято во внимание – это рассчитываемая функция распределения толщины льда по грациям толщины.

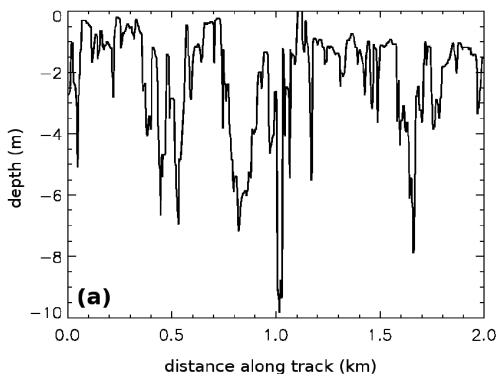


Рис.4. Пример фрагмента данных по осадке льда, полученных с подводных лодок, SCICEX (<http://www.scicex.org>). Показан фрагмент данных, полученных к северу от Гренландии.

Такая сложная структура подледного пограничного слоя, особенно относительно безветренным летом, когда толщина верхнего пресного и теплого слоя океана может составлять всего 2 м (согласно данным программы SHEBA), принципиально отличается от предположений, используемых при построении параметризаций для вычисления сопротивления дрейфу и потоков тепла между океаном и льдом. Лабораторные (Pite и др., 1995) и численные эксперименты (Мортиков, 2012) показывают, что, например, зависимость сопротивления дрейфу льда от относительной скорости в случае стратифицированной двухслойной жидкости принципиально отличается от случая однородной жидкости, когда вполне применим квадратичный «аэродинамический» закон.

Важно также отметить, что пограничный слой характеризуется крайней степенью горизонтальной неоднородности потоков тепла и массы, что также значительно усложняет его описание. Действительно, классические теории формирования вертикальной конвекции при плотностной неустойчивости предполагают, что внешний форсинг имеет масштаб, много больший масштаба образующегося плюма – например, в качестве такого внешнего масштаба может быть выбран масштаб циклона. В случае ледового покрова это не так и появляется еще один масштаб, связанный с размером трещины или полыньи. Потоки явного и скрытого тепла в атмосферу на открытой воде зимой на два порядка превосходят потоки тепла из океана в атмосферу через лед. Существуют теоретические соображения, что в этом случае могут формироваться плотные плюмы небольшого пространственного масштаба, быстро опускающиеся вниз до достижения глубины равной плотности, и не успевающие перемешаться с окружающей относительно теплой и пресной водой (такой гипотезы придерживаются как автор, так и Г.А. Платов, ИВМиМГ СО РАН, Новосибирск). Описанный гипотетический механизм может служить одной из причин того, что слой теплой атлантической воды, проникающей в Центральную Арктику вдоль материкового склона, остается устойчивым и не перемешивается с вышележащими слоями океана, подверженными зимнему охлаждению. Как известно, до сих пор численные модели не могут воспроизвести распространение больших объемов атлантической воды дальше, чем хребет Ломоносова.

Такая гипотеза обычно вызывает возражения со стороны экспедиционных океанологов: «так не бывает» и «мы этого не наблюдаем». Как бы то ни было, проблема реалистичного описания верхнего перемешанного слоя в арктических морях остается актуальной и интересной научной задачей. Косвенным подтверждением важности точного воспроизведения структуры верхнего перемешанного слоя может служить и проблема адекватного воспроизведения наблюдаемых распределений концентраций компонент биохимической системы СЛО.

По существу, никаких законченных результатов в этой области нет. Неудивительно, что в этом случае относительно грубое пространственное разрешение может оказаться предпочтительнее с точки зрения решения практических задач, чем формально более точное разрешение по вертикали и по горизонтали, для которого не существует адекватного описания такого сложного и, по существу, трехмерного пограничного слоя. Поскольку получение натурных данных в данном случае затруднительно, решение задачи может быть получено только при активном использовании методов численного моделирования (DNS (Мортиков, 2012) и LES-модели (Глазунов и Дымников, 2013)), что уже давно применяется в задачах физики погранич-

ного слоя атмосферы для исследования процессов и построения параметризации для крупномасштабных моделей.

Нетрудно заметить, что точно такая же проблема возникает и при описании атмосферного пограничного слоя над неоднородным льдом.

Заключение

1. Все еще существующая недостаточность данных наблюдений, особенно о состоянии глубоких вод Северного Ледовитого океана, говорит о важности численного моделирования как элемента интегральной системы диагноза (усвоение данных) и прогноза изменений на различных пространственных и временных масштабах.

2. Проблема моделирования как всего Северного Ледовитого океана, так и отдельных арктических морей, представляется не только технологической задачей, связанной с эффективной численной реализацией уже существующих моделей на более современных компьютерах, но и сложной задачей физики и математики по формулировке новых постановок и численных методов. Это связано с тем, что увеличение пространственного и временного разрешения привело уже сейчас к тому, что перестают выполняться основные предположения, сделанные при выводе решаемых систем уравнений динамики океана и морского льда.

3. К настоящему времени российскими специалистами накоплен значительный опыт в моделировании состояния арктических морей и океана как с помощью глобальных, так и региональных численных моделей. Это позволяет с оптимизмом смотреть на возможности решения сложных практических задач.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 13-05-00978 и 5-55-20003 Норв_а.

The modern state and problems of the arctic seas circulation modeling

Iakovlev N.G.

The modern numerical models reached the remarkable success in the Arctic Ocean state simulation. The impression is created sometimes that the further progress in the problem is due to only the spatial resolution increasing and to the numerical technologies perfection for the more productive computers usage. Meanwhile the Arctic Ocean has some physical features which cause the principal problems for numerical modeling: small Rossby radius of deformation, open water and under-ice convection, strong vertical stratification, dynamics and thermodynamics of the sea ice of complicated morphology, essentially 3D structure of the atmosphere-ice-ocean boundary layer.

Some of the problems from above and the features of their representation in the modern and prospective models are discussed in the paper. The conclusion is made, that the application of the technology of numerical modeling is important for the complex investigation of the Arctic.

Литература

1. Дианский Н.А., Фомин В.В., Кабатченко И.М., Грузинов В.М., Богданов Ю.В. Расчет течений Арктических морей // Труды ГОИН. - вып. 215. - Москва, 2014. - с. 5–27.
2. Глазунов А.В., Дымников В.П. Пространственные спектры и характерные горизонтальные масштабы флуктуаций температуры и скорости в конвективном пограничном слое атмосферы. // Известия РАН, серия ФАО. - 2013. - т. 49. № 1. - с. 37–61.
3. Мортиков Е.В. Численное моделирование влияния стратификации на силу сопротивления при движении ледяного килля в двухслойной жидкости // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2012. - т. 5, № 3. - с. 12–22.
4. Писарев С.В. Современные методы и технические средства изучения арктических морей и океана // Труды ГОИН. - вып. 215. - Москва, 2014. - с. 237–246.
5. Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 2: Состояние ледового и снежного покрова // Известия РАН, ФАО. - 2009. - т. 45, № 4. - с. 1–18.
6. Яковлев Н.Г. К вопросу о воспроизведении полей температуры и солености Северного Ледовитого океана // Известия РАН, ФАО. - 2012. - т. 48, № 1. - с. 1–17.

7. Bouillon S., Fichefet, T., Legat, V., Madec, G. The elastic-viscous-plastic method revisited // *Ocean Modelling*. - 2013. - V. 71. - p. 2–12.
8. Chen, C, G. Gao, J. Qi, A. Proshutinsky, R. C. Beardsley, Z. Kowalik, H. Lin and G. Cowles. A new high-resolution unstructured-grid finite-volume Arctic Ocean model (AO-FVCOM): an application for tidal studies // *J. Geophys. Res.* - 2009. - doi: 10.1029/2008jc004941.
9. Gent P.R. and J.C. McWilliams. Isopycnal mixing in ocean circulation models // *J. Phys. Oceanogr.* - 1990. - V. 20. No 1. - p. 150–155.
10. Golubeva E.N. and G.A. Platov. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research*. 2007. - V. 112. doi: 10.1029/2006JC003734. issn: 0148–0227.
11. Griffies, S.M., Harrison, M.J., Pacanowski, R.C., Rosati, A. A Technical Guide to MOM4. NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA. - 2004. - 337 pp.
12. Flato G.M., Hibler W.D., III. Ridging and stress in modeling the thickness distribution of Arctic sea ice // *J. Geophys. Res.* - 1995. - V. 100, No C9. - p. 18611–18626.
13. Hibler W.D., III. A dynamic-thermodynamic sea ice model // *J. Phys. Oceanogr.* - 1979. - V.9. N 4. - p. 815–846.
14. Hunke E.C and J.K. Dukowicz. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* - 1997. V. 27. No 9. - p. 1849–1867.
15. Hunke E.C. Viscous-plastic sea ice dynamics in the EVP model: Linearization issues // *J. Comput. Phys.* - 2001. - V. 170. No 1. - p. 18–38.
16. Hunke E.C., W. H. Lipscomb, A. K. Turner, N. Jeffery, S. Elliott. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model / Documentation and Software User’s Manual. - Version 5.0. - LA-CC-06-012. Los Alamos National Laboratory, Los Alamos NM 87545, December 20, 2013.
17. Lipscomb, W. H., E. C. Hunke, W. Maslowski, and J. Jakacki. Improving ridging schemes for highresolution sea ice models // *J. Geophys. Res.–Oceans.* – 2007. – V. 112:C03S91. - doi:10.1029/2005JC003355.
18. Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Levy. Opa 8 ocean general circulation model - reference manual. – 1998. - Tech. rep., LODYC/IPSL Note 11.
19. Moshonkin S. N., G. V. Alekseev, A. V. Bagno, A. V. Gusev, N. A. Diansky, and V. B. Zalesny. Numerical modeling of the 20th century variability of the North Atlantic-Arctic Ocean-Bering Sea circulation // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Model.* - 2011. - V. 26. - p. 161–178, doi:10.1515/RJNAMM.2011.009.
20. Pite, D.H., D.R. Topham and B.J.van Hardenberg. Laboratory measurements of the drag force on a family of two-dimensional ice keel models in a two-layer flow // *J. Phys. Oceanogr.* – 1995. - V. 25. – p. 3008–3031.

21. Proshutinsky, A.Y., and M.A. Johnson. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* – 1997. – V. 102(C6). – p. 12493–12514, 10.1029/97JC00738.
22. Proshutinsky A., Steele M., Zhang J., Holloway G., Steiner N., Häkkinen S., Holland D., Koeberle C., Karcher M., Johnson M., Maslowski W., Walczowski W., Hibler W. and Wang J. Multinational effort studies differences among Arctic Ocean models // *EOS*. - 2001. - V. 82, N 51. - p. 637–644.
23. Vancoppenolle, M., T. Fichefet, H. Goosse, S. Bouillon, G. Madec, and M.A. Morales Maqueda. Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation // *Ocean Modelling*. – 2009. – V. 27. – p. 33-53. doi : 10.1016/j.oceamod.2008.10.005.
24. Visbeck M., J. Marshall, T. Haine, and M. Spall. Specification of eddy transfer coefficients in coarse resolution ocean circulation models // *J. Phys. Oceanogr.* - 1997. - V. 27. - p. 381–402.
25. Wang Q., Danilov, S., Sidorenko, D., Timmermann, R., Wekerle, C., Wang, X., Jung, T., Schroeter, J. The Finite Element Sea Ice-Ocean Model (FESOM) v.1.4: formulation of an ocean general circulation model // *Geoscientific Model Development*. - 2014. - V. 7 (2). - p. 663–693. doi:10.5194/gmd-7-663-2014.
26. Wang K. and C. Wang. Modeling linear kinematic features in pack ice // *J. Geophys. Res.* - 2009. - V. 114. - C12011, doi:10.1029/2008JC005217.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МЕЗОМАСШТАБНОГО ВИХРЯ И ВНУТРИТЕРМОКЛИННЫХ ЛИНЗ

Соколовский М.А., Филлошкин Б.Н., Яковенко О.И., Кожелупова Н.Г.

Внутритермоклинные вихри (ВТЛ) представляют собой локализованные на промежуточных горизонтах (600–1600 м) вихревые пятна (антициклонические или циклонические), как правило, эллиптической формы. Они наблюдаются главным образом в Северной Атлантике. Основными районами формирования линз можно считать каньоны Кадисского залива. Эти вихри легко определяются в океане по высоким значениям температуры и солёности как «природные трассеры». Наблюдения показывают, что типичной является ситуация, при которой в некоторой области океана одновременно могут существовать несколько линз. Таким образом, проблема их взаимодействия и, в частности, воздействие линз на вихри больших масштабов, очень важна. Целью данной работы является исследование механизмов взаимодействия между внутритермоклинными вихрями и мезомасштабными круговоротами, охватывающими всю толщу океана, в рамках трехслойной квазигеострофической модели. Хотя натурные наблюдения за линзами показывают их существенную расслоенность по вертикали, мы полагаем, что процессы, которые обсуждаются в данной работе, вполне адекватно описываются моделью с кинематически-однородными вихревыми пятнами в каждом из трех слоев. Модельные эксперименты показали, что в результате взаимодействия ВТЛ с мезомасштабными вихрями разных знаков и величинами потенциальной завихренности может происходить разрушение крупных вихрей, а также формирование новых вихревых структур разных масштабов. Очевидно, при разрушении вихрей происходит интенсификация турбулентного обмена на промежуточных глубинах океана.

Введение

Внутритермоклинные линзы (ВТЛ) представляют собой локализованные на промежуточных горизонтах (600–1600 м) вихревые пятна (антициклонические или циклонические), как правило, эллиптической формы [10, 26, 42, 62]. Они наблюдаются главным образом в Северной Атлантике. Источником их формирования являются средиземноморские воды (СМВ) более теплые и солёные, распространяющиеся в придонном слое по южной и западной части континентального шельфа Иберии [49]. Основными районами формирования линз можно считать каньоны Кадисского залива [1, 18, 41], район мыса Сен Венсен [30], каньоны западного побережья Португалии [57, 65] и районы открытого океана к югу от Кадисского залива [13]. Эти вихри легко определяются в океане по высоким значениям температуры и солёности как «природные трассеры» [2]. Антициклонические вихри

являются удивительно долгоживущими (средний срок их жизни составляет 3–5 лет) и играют большую роль в процессах турбулентного обмена и переноса тепла, солей и примеси на промежуточных глубинах океана [25, 67]. Именно эти вихри определяют соленость языка СМВ на больших удалениях от источника их поступления. Циклонические линзы разрушаются значительно быстрее (время жизни менее года) и они определяют поле солености непосредственно в районе формирования вихрей. Таким образом, можно заключить, что Кадисский залив и районы, прилегающие к Иберийскому полуострову, представляют уникальную область, где одновременно присутствуют антициклонические и циклонические вихри на промежуточных глубинах океана. Пространственное распределение ВТЛ по результатам многочисленных океанографических экспедиций и различных баз данных приведено в работах [11, 45, 64, 65, 66]. По этим наблюдениям видно, что линзы встречаются в Северной Атлантике на больших расстояниях до 40° з.д. и по широте от 20° до 40° с.ш. Чтобы оценить роль линз в переносе тепла и соли от источника их формирования, надо знать ответ на вопрос, сколько линз формируется в течение года. В работе [36] дана следующая оценка: ежегодно формируются 25–30 линз и, таким образом, одновременно в Северной Атлантике существуют приблизительно 75–90 линз.

Следует отметить, что изолированные ВТЛ, содержащие воды с аномальными свойствами, встречаются во многих районах Мирового океана. Подробный обзор региональных исследований [2] показал важность учета всех механизмов образования, распространения, разрушения линз и их роли в формировании промежуточных вод в океанах. Так распространение вод Красного моря привело к формированию языка более соленых вод на промежуточных глубинах 400–1000 м. в Аденском заливе Индийском океане. При этом наряду с адвекцией существенную роль играл линзовый перенос [9, 11, 55]. В районах меандрирования пограничных течений и фронтальных зон регулярно происходит формирование вихрей, которые также дрейфуют на большие расстояния на разных глубинах: в северной Атлантике [32, 35, 63], Южной Атлантике [22, 69], северной части Тихого океана [53, 58], южной – [20], в Тасмановом море [27], Японском [37, 39]. В результате геострофического приспособления после проникающей конвекции и каскадинга формируются холодные линзы в Северных и Арктических морях [40, 48, 51]. Все эти результаты подчеркивают важность изучения динамики взаимодействия и эволюции внутритермоклинных вихрей для понимания различных аспектов динамики океана.

Наблюдения показывают, что типичной является ситуация, при которой в некоторой области океана одновременно могут существовать несколько линз. Таким образом, проблема их взаимодействия очень важна. В процессе

самодвижения или переноса линз течением они подвергаются также воздействию рельефа дна, береговой черты и вихрей другой природы [15, 16, 73]. Многочисленные исследования этих процессов широко отражены в литературе. Однако во всех приведенных работах, и, в частности, в недавней работе [27], рассматривается лишь воздействие внешних факторов (стационарное внешнее течение, границы материков, острова, подводные горы) на поведение линз, но в них не уделяется внимания процессу *взаимодействия*, в котором учитывалось воздействие самих линз на внешние динамические структуры. Исключение составляют лишь работы, в которых обсуждается проблема отражения линз на поверхности океана [14, 28, 29, 59, 60, 61, 75] и недавняя работа [17], в которой исследуется динамика буев нейтральной плавучести, помещенных как внутри линзы, так и вне нее. Однако прямое воздействие линз на вихревые структуры бóльших масштабов до сих пор не исследовалось.

Целью данной работы является исследование механизмов взаимодействия между внутритермоклинными вихрями и мезомасштабными круговоротами, охватывающими всю толщу океана, в рамках простой, но физически содержательной модели. Хотя натурные наблюдения за линзами показывают их существенную расслоенность по вертикали, мы полагаем, что процессы, которые обсуждаются в данной работе, вполне адекватно описываются моделью с кинематически однородными вихревыми пятнами в каждом из трех слоев.

Модельные эксперименты показали, что в результате взаимодействия ВТЛ с мезомасштабными вихрями разных знаков и величинами потенциальной завихренности (ПЗ) может происходить разрушение крупных вихрей, в также формирование новых вихревых структур разных масштабов. Очевидно, при разрушении вихрей происходит интенсификация турбулентного обмена на промежуточных глубинах океана.

Наблюдения и методы

Трудность изучения взаимодействия внутритермоклинных линз с мезомасштабными круговоротами на глубинах 600–1600 м состоит в том, что соответствующие прямые измерения скоростей этих вихрей практически отсутствуют. ВТЛ средиземноморского происхождения, как правило, обнаруживаются по гидрологическим съемкам по более высоким значениям температуры и солёности. Это позволяет помещать в тело линзы поплавки нейтральной плавучести и далее отслеживать азимутальную скорость вращения вихря и траекторию ее движения в пространстве. Однако при взаимодействии даже двух линз поплавки, помещенные в разные вихри, могут смещаться в более сильный вихрь [34]. Кроме того известны случаи, когда

несколько поплавков, помещенные в тело линзы, передают некоторое время реальную информацию, а затем один или оба просто покидают линзу [33, 67]. Но, тем не менее, наблюдения с помощью поплавков нейтральной плавучести остаются практически единственным способом прямых измерений скорости перемещения линз.

Спутниковая альтиметрия поверхности океана также позволяет определять положение ВТЛ в океане [14, 34, 75]. Но точность этих наблюдений еще не позволяет судить о характере взаимодействия линз с вихрями разных масштабов в поле течений [29]. В последней работе этот вывод был подтвержден тщательным анализом траекторий 11 линз и степенью их выраженности на поверхности океана по данным спутниковых наблюдений.

Мы предприняли попытку качественно оценить характер взаимодействия ВТЛ с полем течения во время их длительного дрейфа. Для этой цели были взяты траектории дрейфа линз «Hyperion» за период с 08.1993 по 01.1995 г. [69] и «Sharon» за период с 10.1984 по 10.1986 г. [24], которые были нанесены на карту течений на глубине 1000 м, построенную по осредненным за 15 лет среднемесячным февральским значениям С.Н. Мошонкиным по модели Института вычислительной математики РАН [12] с шагами 0.5 градуса по широте и долготе (Рис. 1). Отметим, что поле течений на этой глубине в рассматриваемом районе представляет собой сложную систему струй широтного направления с преобладанием вихревых круговоротов разных масштабов, в основном осуществляющих меридиональный перенос. Линза «Hyperion» диаметром 70 км располагалась на глубинах 600–1600 м, а линза «Sharon» диаметром 34 км на глубинах 600–1400 м. Их траектории на наш взгляд естественно встроились в существующую систему вихревых круговоротов, проходя, главным образом, по их периферийным областям.

За время дрейфа линзы «Sharon» были выполнены 4 гидрологические съемки и за 2 года толщина ядра уменьшилась с 800 до 100 м. Эти наблюдения показали, что разрушение линзы происходит в основном за счет двойной диффузии и перемешивания с окружающими водами при развитии боковых интрузий. Но разрушение может возникать, как при взаимодействии с подводными горами, так и с мезомасштабными круговоротами. Следует отметить уменьшение скорости дрейфа линзы «Hyperion» при прохождении отмеченных кружками центральных областей двух фоновых вихрей с масштабами, в 5–6 раз превышающими размер линзы. Области торможения линзы «Sharon» также отмечены кружками, но здесь связь с осредненной крупномасштабной динамикой неочевидна.

Такое соответствие траекторий с модельным полем течений для двух разных медди, дрейфующих в разные годы может указывать на некоторое квазипостоянство (в многолетнем плане) течений на этих глубинах в Северной Атлантике.

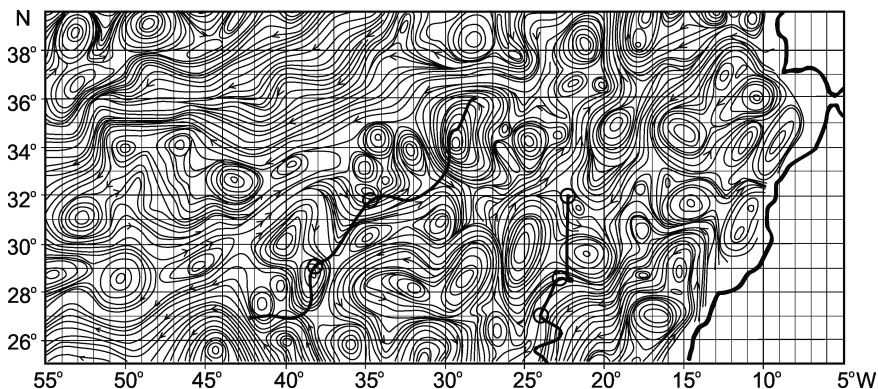


Рис. 1. Траектории линз «Hyperion» за период с 08.1993 по 01.1995 г. (левая жирная линия) и «Sharon» за период с 10.1984 по 10.1986 г. (правая жирная линия), взятые из [66] и [24] соответственно. В качестве фона изображены адаптированные из [12] траектории жидких частиц на сечении 1000 м, рассчитанного численно трехмерного поля скорости, осредненного за 15 лет для условий февраля. Положения кружков на траекториях линз указывают области их замедленного движения.

Однако наиболее полные наблюдения над динамикой распространения СМВ, формированием дипольных вихревых структур, их перемещением и взаимодействием между циклонами и антициклонами в районе Кадисского залива были выполнены в рамках экспериментов SEMANE 1999–2001 [33, 34] и проекта MEDTOP [19, 43, 71].

В этой работе мы будем использовать, в основном, наблюдения над поплавками нейтральной плавучести, помещенных в глубинные внутритермоклинные вихри, полученные в этих проектах. Для Кадисского залива имеется большое число наблюдений над глубинными течениями и дрейфом глубинных вихрей разных знаков вращения [71]. Показано, что большая часть вихрей, сформированных в районе каньона Портимао, движется на запад. Но в ряде экспериментов вихри дрейфовали в южном направлении, а траектории их дрейфа показали существование циклонического глубинного мезомасштабного круговорота в пределах Кадисского залива с центром вращения в точке с координатами 34.5° с. ш. и 9.5° з. д. [19, 30]. Траектории поплавок, запущенных в период эксперимента MEDTOP подтверждают его существование (Рис. 2) [19].

С одной стороны, эти наблюдения и результаты стимулировали постановку данного исследования, а с другой стороны они послужат обоснованием достоверности части модельных экспериментов. В то же время, толь-

ко при численном моделировании возникает возможность рассмотрения большого числа ситуаций при взаимодействии различных комбинаций вихрей как по геометрическим размерам, так и по величинам завихренностей на промежуточных глубинах. Это, в свою очередь, позволит лучше понять физику процессов и их роль в перемешивании и переносе свойств примесей внутритермоклинными вихрями в океане.

Модель

В качестве базовой примем трехслойную квазигеострофическую модель со следующими параметрами, характерными для условий Северной Атлантики: общая глубина составляет 4 км, толщины верхнего, среднего и нижнего слоев равны $H_1 = 600$, $H_2 = 1000$ и $H_3 = 2400$ соответственно, а первый и второй радиус деформации принимают значения $Rd_1 = 32$ км и $Rd_2 = 15$ км [73].

В этой модели под внутритермоклинным вихрем (циклоном или антициклоном) будем понимать сосредоточенное в среднем слое вихревое пятно с постоянным положительным или отрицательным значением потенциальной завихренности соответственно.

Линейный пространственный масштаб примем равным Rd_1 , в качестве временного масштаба T^* примем ротационный период вращения первоначально кругового вихревого пятна вокруг его центра в отсутствие внешнего поля. Так, если предположить, что максимальная скорость, достигаемая на круговом контуре вихря единичного радиуса, составляет 40 см/сек, то получаем $T^* \approx 9$ суток.

Уравнения сохранения потенциальной завихренности в рамках квазигеострофической модели на f -плоскости имеют вид

$$d_i q_i / dt = 0,$$

где индексы $i = 1, 2, 3$ означают номер слоя: верхний, средний и нижний соответственно и

$$q_1 = \nabla^2 \psi_1 + F_1(\psi_2 - \psi_1) / H_1,$$

$$q_2 = \nabla^2 \psi_2 + F_1(\psi_1 - \psi_2) / H_2 + F_2(\psi_3 - \psi_2) / H_2,$$

$$q_3 = \nabla^2 \psi_3 + F_2(\psi_2 - \psi_3) / H_3.$$

Здесь q_i и ψ_i представляют собой потенциальные завихренности и функции тока для i -го слоя, $\nabla^2 = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2$ и $d_i / dt = \partial / \partial t + u_i \partial / \partial x + v_i \partial / \partial y$ – двумерные операторы Лапласа и полной производной по времени; $F_1 = f / g_1'$ и $F_2 = f / g_2'$ числа Фруда, связанные со скачками плотности на границах раздела между слоями 1 и 2, и между слоями 2 and 3 соответственно, т. е. $g_1' = g(\rho_2 - \rho_1) / \rho_0$, $g_2' = g(\rho_3 - \rho_2) / \rho_0$; f – постоянный параметр Кориолиса, g – ускорение свободного падения; ρ_i – плотность i -го слоя; ρ_0 – среднее значение плотности.

Числа F_1 и F_2 выражаются через собственные значения λ_i матрицы стратификации [7].

$$\lambda_1 = 0; \quad \lambda_{2,3} = -\frac{1}{2} \left[\frac{F_1}{H_1} + \frac{F_1 + F_2}{H_2} + \frac{F_2}{H_3} \mp \sqrt{\left(\frac{F_1}{H_1} + \frac{F_1 + F_2}{H_2} + \frac{F_2}{H_3} \right)^2 - 4 \frac{F_1 F_2}{H_1 H_2 H_3}} \right],$$

где $\lambda_{2,3} = -(R / R d_{1,2})^2$ и R – характерный горизонтальный масштаб.

Полагая, как выше, $R = R d_1 = 32$ км, получаем $F_1 = 0.14$, $F_2 = 0.7378$.

Численная модель. Мы будем предполагать, что ПЗ в слое с номером i ($i = 1, 2, 3$) имеет кусочно-постоянное распределение $q_i = \sum_{j=1}^{N_i} q_{ij}$, такое, что

q_{ij} являются константами внутри некоторых компактных областей с площадями S_{ij} и равны нулю вне них, т.е. являются вихревыми пятнами, N_i – это количество вихревых пятен в i -ом. Численная модель основана на трехслойной модификации метода контурной динамики [6], с использованием процедуры «контурной хирургии» (КХ) [4]. Контур каждого вихревого пятна маркируется дискретным набором узлов. КХ позволяет обрезать длинные и тонкие вихревые нити, которые могут возникать при растяжении контура, а также отсекают общие границы при сближении (слиянии) двух или более вихрей с одинаковой потенциальной завихренностью. Это эквивалентно введению некоторой искусственной «диссипации», поскольку приводит к игнорированию мелких вихревых структур, контуры которых содержат число узлов K , меньшее некоторого наперед заданного значения K_{\min} . Этот лагранжев метод, позволяющий изучать эволюцию контуров вихревых пятен, очень удобен для решения задач данного исследования.

Физическая модель. При взаимодействии вихревых пятен ключевую роль играет не локальная потенциальная завихренность q_{ij} , а «эффективная» ПЗ, равная произведению $q_{ij}S_{ij}H_i$. При моделировании взаимодействия крупномасштабного трехслойного вихря с линзой (линзами) мы будем полагать, что первого из них $j=1$ и суммарная ПЗ есть

$$Q_1 = \sum_{i=1}^3 q_{i1}S_{i1}H_i. \text{ Далее, будем полагать, что три пятна, составляющие этот}$$

вихрь, первоначально круговой формы, имеют равные площади, т. е. $S_{11} = S_{21} = S_{31} \equiv S_1$, и что этот вихрь имеет кинематически однородную вертикальную структуру, т. е. $q_{11}H_1 = q_{21}H_2 = q_{31}H_3$. Для линзы с номером j , принадлежащей среднему слою, имеем $Q_j = q_{2j}S_{2j}H_2$,

$$j = 2, \dots, N_2. \text{ Дополнительно примем, что } \sum_{j=2}^{N_2} S_{2j} = \pi, \text{ таким образом, если}$$

это одна линза, то ее площадь эквивалентна площади круга единичного радиуса, а если линз несколько, то эквивалентность относится к их суммарной площади.

Численные эксперименты

В этом разделе мы рассмотрим различные варианты взаимного расположения вихревых пятен крупномасштабного трехслойного круговорота и линз и, используя МКД, исследуем особенности их совместной эволюции.

При анализе траекторий центров вихревых пятен мы будем пользоваться интерпретацией, основанной на теории точечных вихрей [5, 47], согласно которой для системы вихрей с интенсивностями $\kappa_1, \kappa_2, \dots, \kappa_N$ и текущими координатами $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_N, y_N)$ ее центр завихренности

$$(x_c, y_c) = \frac{\sum_{i=1}^N \kappa_i (x_i, y_i)}{\sum_{i=1}^N \kappa_i}, \quad (1)$$

ввиду сохранения суммарного импульса, всегда остается неподвижным. При этом абсолютные движения вихрей могут быть очень сложными, в том числе хаотическими [27].

Эксперимент 1. Рассмотрим взаимодействие внешнего мезомасштабного циклонического круговорота с радиусом $R = 6$ и первоначально круговой линзы с радиусом $r = 1$ (в размерных переменных 192 км и 32 км соответственно). Пусть в начальный момент времени центры всех трех вихревых пятен круговорота в слоях имеют координаты $(0; 0)$, а линзы среднего слоя $(-3; 0)$. Кроме того, проследим поведение дрейтера (буя нейтральной плавучести), помещенного на расстоянии половины радиуса от центра линзы в точке $(-3.5; 0)$. Примем также условие $Q_1 = 4Q_2$, т. е. «эффективная» PV у круговорота в 4 раза больше, чем у линзы.

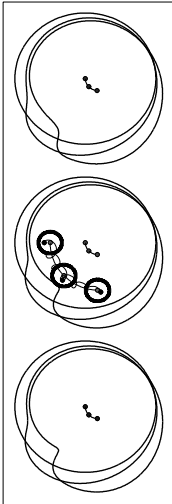


Рис. 2. Контуры линзы (толстые линии) и всех трех вихревых пятен, составляющих внешний трехслойный круговорот, в верхнем (сверху), среднем (в середине) и нижнем (снизу) слоях соответственно для трех моментов времени $T = 0, 3, 6$ (таким образом, размерная временная переменная имеет интервал 27 суток). Проставленные на них маркеры указывают положения центров в фиксированные 3 момента времени. Тонкой спиральной линией изображена траектория дрейтера. На верхнем, среднем и нижнем фрагментах моментам времени 0, 3, 6 отвечают контуры, смещающиеся сверху вниз и слева направо соответственно.

На Рис. 2 мы видим, что вся система вихрей перемещается относительно *общего центра завихренности* таким образом, что линза движется по траектории, близкой к круговой. Действительно, если мысленно заменить все вихревые пятна точечными вихрями, то, согласно формуле (1), неподвижный центр завихренности данной вихревой структуры лежит на луче, являющемся продолжением отрезка между центрами большого вихревого пятна и линзы в среднем слое. При этом, благодаря воздействию линзы, во-первых, квази-баротропный круговорот не остается неподвижным: все три образующих его вихревых пятна приводятся в движения, такое, что их центры перемещаются практически по одной траектории; во-вторых, контуры вихревых пятен круговорота теряют изначально круговую форму, и на них образуются растущие со временем затяжки. Важно отметить, что форма контура вихря нижнего слоя (несмотря на то, что он является более толстым) легче подстраива-

ется под структуру динамически более активного среднего слоя, чем форма верхнего слоя. Это объясняется тем, что эффект баротропии во взаимодействии среднего слоя с нижним сильнее, чем при взаимодействии с верхним, поскольку скачок плотности на нижней границе раздела существенно меньше, чем на верхней границе.

Под действием циклонического круговорота центр антициклонической линзы, практически не меняющей круговую форму, движется против часовой стрелки, в то время как ее собственное вращение относительно собственного центра, очевидно, совершается в противоположном направлении (что показывает спиралевидная траектория дрефтера). Заметим, что этот рисунок вполне адекватно воспроизводит траектории линзы и дрефтера на Рис. 9 в статье [34]. Это дает основания утверждать, что эти траектории формируются за счет взаимодействия линзы с циклоническим круговоротом.

Эксперимент 2. Здесь и всюду далее будем считать $R = 3$ (в размерных переменных 96 км). Пусть теперь внешний круговорот представляет собой антициклон, и антициклоническая же линза, принадлежащая среднему слою, смещена вправо так, что ее центр имеет координаты $(1; 0)$. Суммарные эффективные ПЗ круговорота и линзы примем равными.

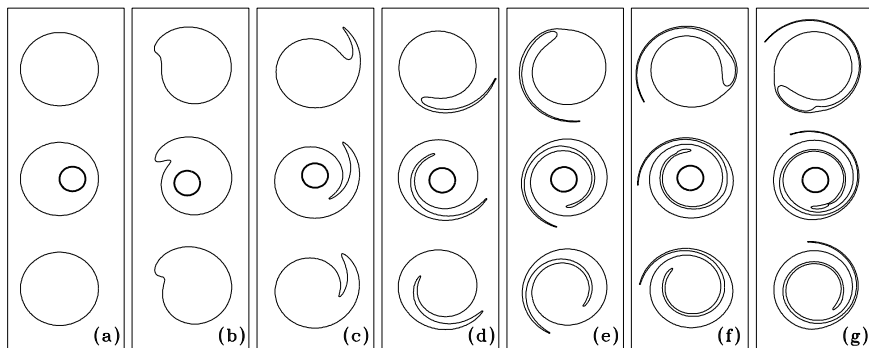


Рис. 3. На панелях рисунка (а)–(г) представлены конфигурации контуров всех вихревых пятен для моментов времени 0, 4, 8, ..., 24 соответственно (в размерных переменных продолжительность эксперимента составляет 216 суток, т. е. около 7 месяцев).

Как показывают результаты данного эксперимента (Рис. 3), в среднем слое происходят процессы вовлечения (интрузии) незавихренной жидкости в окрестность линзы, а также *симметризации* всей вихревой структуры [54, 21, 72, 46, 68]. Вихревые пятна верхнего и нижнего слоев ведут себя в значительной мере подобно пятну среднего слоя. Поскольку динамический

эффект узких вовлеченных областей очень незначителен, то результирующую вихревую структуру можно трактовать, как практически однородный осесимметричный антициклонический вихрь во всей толще океана с интенсивным ядром на промежуточных горизонтах. Заметим, что явление симметризации часто наблюдается в поведении тропических циклонов (в [52] и многих других работах).

Эксперимент 3, отраженный на Рис. 4, отличается от предыдущего тем, что внешний круговорот представляет собой циклон и, таким образом, суммарная эффективная ПЗ всей структуры равна нулю.

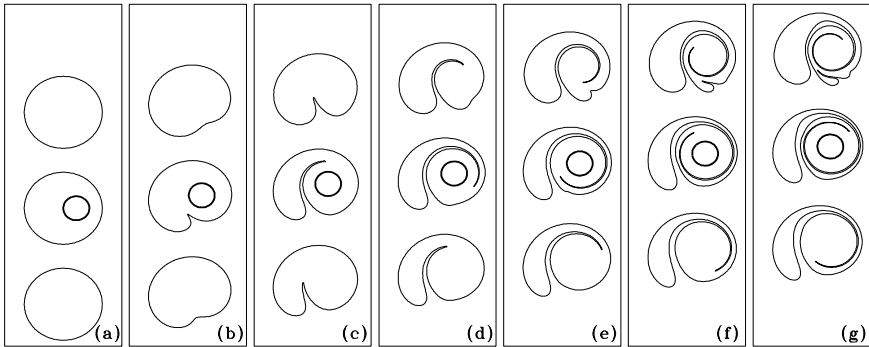


Рис. 4. То же самое, что на Рис. 3, но для циклонического круговорота.

Формирующиеся затяжки контуров внешнего циклонического вихря, их наматывание на антициклоническое ядро и формирование поступательно движущейся дипольной структуры представляют собой характерные элементы движения аналогичной конфигурации вихрей в однородной жидкости для случая нулевой суммарной ПЗ (см. Рис. 8 в статье [76]). Образованный таким образом диполь в среднем слое состоит из линзы (антициклонического ядра) в циклонической оболочке (аналог ринга) и остальной, периферийной, части циклона. Вихревые циклонические пятна верхнего и нижнего слоев подвергаются аналогичной деформации и также принимают участие в перемещении всей вихревой структуры. В данном случае начальная асимметрия расположения вихревых пятен остается практически неизменной.

Изучение динамики подобных асимметричных структур в однородной жидкости восходит к цитированной выше пионерской работе Стерна. Позже были получены классы вихревых конфигураций, удовлетворяющих условиям стационарности, когда вихревые пятна перемещаются с постоянной поступательной скоростью, не меняя своей формы [47, 77].

Разумеется, полученное здесь численное решение для трехслойного вихря не является стационарным, но можно надеяться, что после размывания вихревых нитей форма пятен должна асимптотически стационарироваться.

Эксперимент 4. Пусть теперь линза расположена вне крупномасштабного вихревого пятна среднего слоя. Рис. 5 показывает, что в среднем слое антициклоническая линза затягивает в свою орбиту вихревую нить, являющуюся частью оболочки внешнего циклонического круговорота. При этом образуется поступательно перемещающаяся трехслойная вихревая структура, состоящая из диполя в среднем слое и циклонических вихревых пятен верхнего и нижнего слоев, слабо отличающихся по форме от циклона среднего слоя.

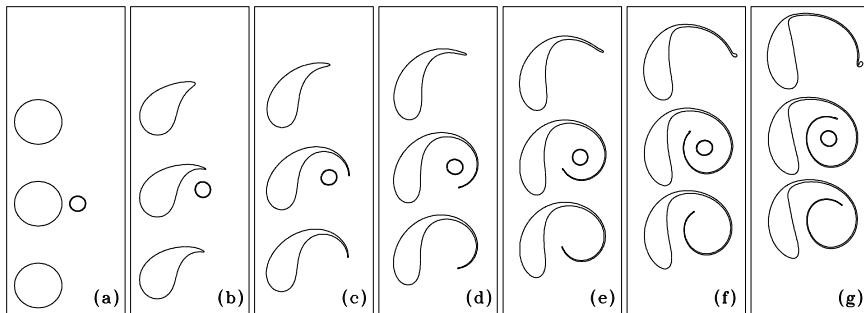


Рис. 5. То же самое, что на Рис. 4, но для линзы, расположенной вне круговорота. Центр линзы единичного радиуса в начальный момент времени расположен в точке $(5; 0)$.

Заметим, что эта задача также имеет свой прототип в рамках баротропной постановки. Козловым [2] аналитически, а Макаровым и Кизнером [50] численно, были получены стационарные конфигурации из разнесенных разновеликих вихревых пятен, движущихся с постоянной поступательной скоростью перпендикулярно прямой, проходящих через их центры.

Условия **Эксперимента 5** (Рис. 6) синтезируют два последних примера, а именно, предполагают участие во взаимодействии двух линз – внутри и вне круговорота. При этом, как отмечалось выше, их суммарная эффективная ПЗ остается той же, что для одной линзы в предыдущих случаях.

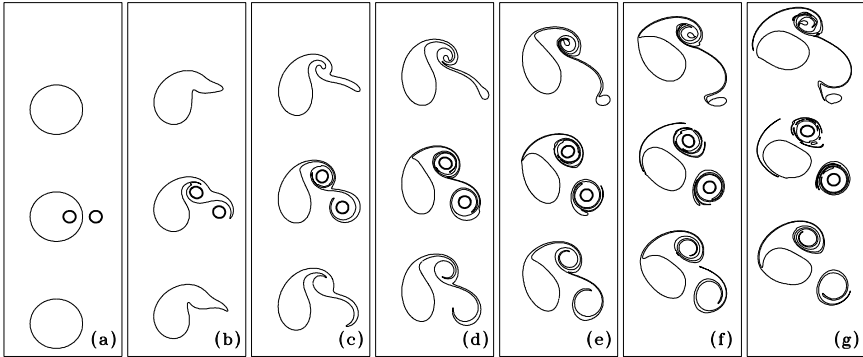


Рис. 6. То же самое, что на Рис. 4 и 5, но для двух линз, расположенных внутри и вне круговорота. Центры линз с радиусами $r = 1/\sqrt{2}$ в начальный момент времени расположены в точках $(1.5; 0)$ и $(4.5; 0)$.

Заметим, что в отсутствие круговорота две линзы, подобно точечным вихрям, вращались бы равномерно по общей круговой орбите относительно неподвижного центра соединяющего их отрезка в направлении часовой стрелки. В данном случае тенденция к такому вращению явно наблюдается на начальном этапе движения, но, одновременно, циклонический круговорот принуждает их к вращению против часовой стрелки. При этом каждая из линз вовлекает в свою окрестность некоторую часть циклонического вихря (внутренняя линза, очевидно, осуществляет эту процедуру более эффективно). Затем, примерно к моменту 20 (Рис. 6е), процесс вовлечения прекращается, и мы наблюдаем в среднем слое циклоническое вращение триполярной структуры из значительной части круговорота и двух антициклонических спутников с циклоническими оболочками, причем расстояние между периферийными линзами постепенно увеличивается. Это связано с тем, что линза, первоначально находившаяся внутри круговорота, по-прежнему располагается ближе к центру циклонического ядра триполя. В верхнем и нижнем слоях вихревые пятна формируют топологически подобные триполярные структуры, однако в динамическом отношении периферийные структуры практически незначимы, поскольку они преимущественно состоят лишь из вихревых нитей [56].

Эксперимент 6. Рассмотрим пример двух линз, расположенных первоначально внутри круговорота симметрично относительно его центра, когда суммарная эффективная ПЗ всей структуры по-прежнему равна нулю.

В этом случае (Рис. 7) в среднем слое каждая из линз формирует вокруг себя асимметричную циклоническую оболочку таким образом, что пятно внешнего вихря делится на две равные части, и в результате, мы имеем два разбегающихся в противоположные стороны дипольных вихря. Контуры вихрей верхнего и нижнего слоев в значительной мере повторяют поведение контура среднего слоя. Таким образом, мы наблюдаем практически полное разрушение внешнего мезомасштабного циклонического вихря за счет воздействия на него двух суб-мезомасштабных линз.

Эксперимент 7. То же самое, что в предыдущем примере, но теперь один из внутритермоклинных вихрей является циклоном, т. е. два вихря с радиусами $r = 1/\sqrt{2}$ составляют пару.

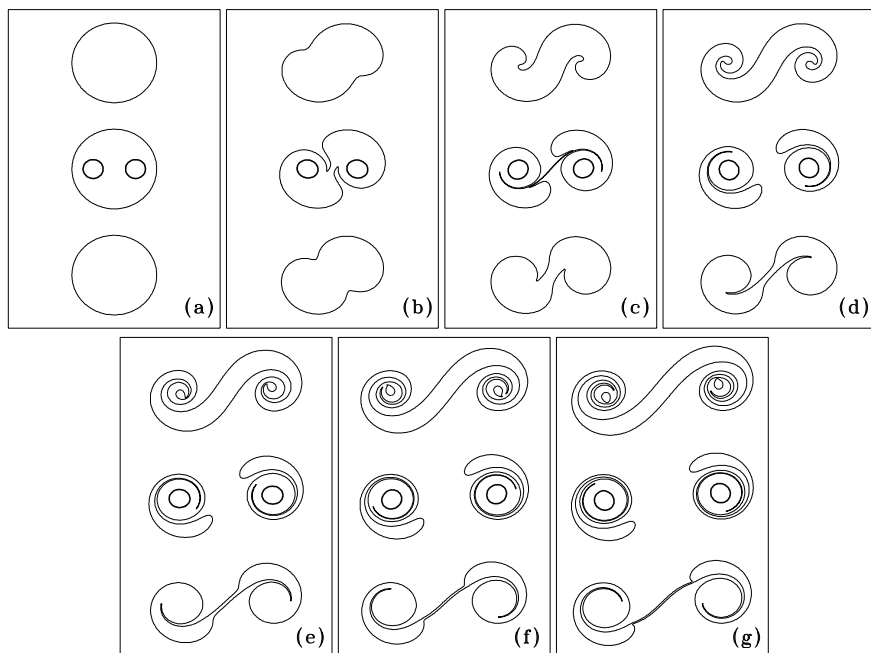


Рис. 7. То же самое, что на Рис. 6, но центры линз с радиусами $r = 1/\sqrt{2}$ в начальный момент времени расположены внутри круговорота в точках $(-1.5; 0)$ и $(1.5; 0)$.

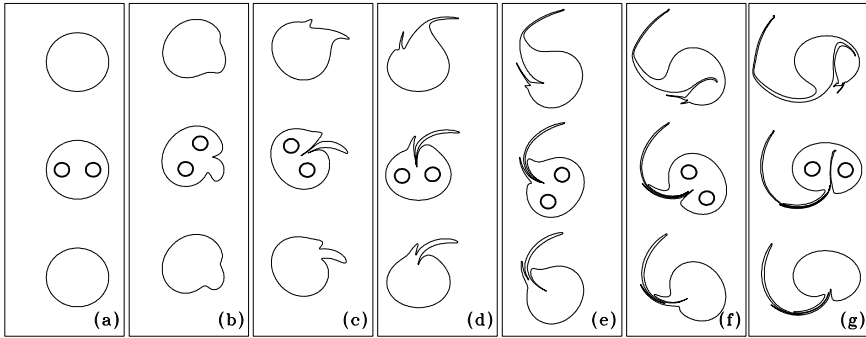


Рис. 8. То же самое, что на Рис. 7, но для пары циклон-антициклон; контур циклонического внутритермоклинного вихря обозначен светлой линией.

При отсутствии круговорота вихревая пара среднего слоя имела бы равномерное поступательное движение, но, как показывает Рис. 8, под действием циклонического круговорота вынуждена совершать вращение против часовой стрелки, и за 24 момента безразмерного времени (Рис. 8g) она практически возвращается в свое первоначальное положение, поскольку центр завихренности соответствующей структуры точечных вихрей (1) имеет координаты $(0; 0)$. Часть контура круговорота затягивается между вихрями пары, и вся конфигурация приобретает вид изогнутой грибовидной структуры [8]. В этом случае, очевидно, суммарная потенциальная завихренность всей вихревой структуры равна эффективной PV трехслойного круговорота.

Эксперимент 8. Пусть теперь пара внутритермоклинных вихрей, первоначально находящаяся вне круговорота, набегает на него (Рис. 9).

В этом случае меридиональная составляющая суммарного импульса всей вихревой структуры уже является ненулевой, и пара среднего слоя, внедрившаяся внутрь циклонического круговорота, не только вовлекается циклоном во вращение против часовой стрелки, но и сообщает импульс для перемещения всей вихревой структуры. Таким образом, формируется дипольная вихревая структура с усиленной циклонической составляющей, движущаяся по траектории, близкой к круговой, но относительно смещенного центра вращения.

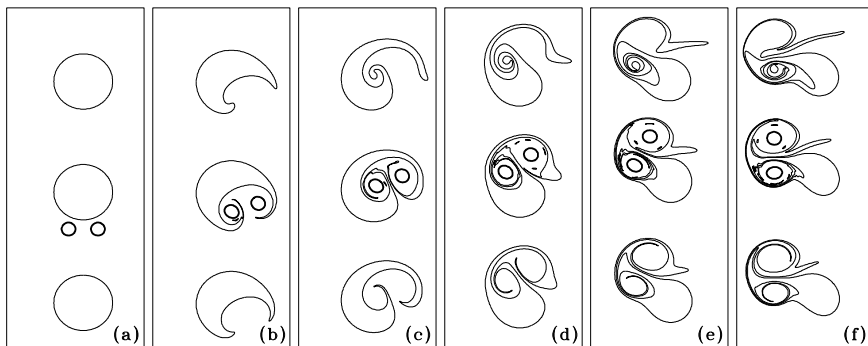


Рис. 9. То же самое, что на Рис. 8, но начальные положения центров вихревой пары среднего слоя имеет координаты $(-1.5; -4)$ и $(1.5; -4)$.

Заключение

Модельные эксперименты позволяют рассмотреть наиболее часто встречающиеся в океане случаи взаимодействия с мезомасштабными вихрями как отдельных или нескольких ВТЛ, так и дипольных систем. Именно на этом этапе исследования можно выделить некоторые закономерности, которые позволят объяснять характер временной эволюции взаимодействующих вихрей в океане.

Линзы, дрейфующие в реальном океане, часто встречаются с локальными круговоротами. При этом, характер их взаимодействия зависит от знака вращения большого вихря и положения линзы по отношению к нему. Но, тем не менее, во всех случаях ВТЛ сохраняют свои начальные характеристики. К тому же, ВТЛ, находясь в антициклоническом вихре «усиливается» по всей толще океана с ядром в среднем слое и существенно деформирует форму вихря, при этом наблюдается симметризация всей вихревой структуры. Прямых наблюдений такого «усиления» ВТЛ в антициклоническом круговороте нет. Но в Азорской фронтальной зоне, где отмечается сложная система вихревых течений на промежуточных горизонтах, была обнаружена и прослежена в течение двух лет траектория очень крупной линзы Нурегюн объемом около 3500 км^3 (Рис. 1) [66]. Безусловно, такое усиление могло произойти и в результате слияния с другой линзой [36]. Здесь важно подчеркнуть, что модельный результат передачи завихренности в верхний слой совпадает с обнаруженным изменением возвышения уровня моря вдоль всей траектории этой линзы [29]. Если один или два ВТЛ взаимодействуют с циклоническим вихрем, то возникают разного типа дипольные или трипольные системы (иногда имеющие структуру рингов). Внешний вихрь при этом, как правило, разрушается.

Дипольные ВТЛ, в зависимости от их положения по отношению к круговороту, эволюционируют более сложно: вихревая пара под действием циклонического вихря вынуждена совершать вращение против часовой стрелки. В отдельных случаях, на заключительной стадии, могут возникать «грибовидные» структуры (эксперимент 7) или дипольные вихревые структуры с усиленной циклонической составляющей (эксперимент 8). Возможно, этот эффект объясняет существование долгоживущих циклонических ВТЛ. Сильно вытянутые линзы часто встречаются в океане. В модельном эксперименте, как правило, эти линзы делятся на два квазикруговых вихря, и, далее, процесс рассматривается по вышеприведенному сценарию для двух ВТЛ (эксперименты 5 и 6).

Такой характер движения дипольных пар при взаимодействии с циклоническим круговоротом частично подтверждается анализом наблюдений, полученных глубинными дрейфтерами в течение года в Кадисском заливе в рамках проектов SEMANE и MEDTOP [19, 32, 34, 43].

Основная нить данной работы проходит через факт неизбежного воздействия линзы (линз) на все вихревые пятна, составляющие крупномасштабный трехслойный вихрь. С точки зрения теории этот процесс очевиден, поскольку взаимодействие осуществляется между всеми элементами вихревой структуры. Однако океанографический аспект данной проблемы практически не изучен. Кроме того, исследование воздействия мелкомасштабных вихрей на крупномасштабные представляет собой трудноразрешимую задачу ввиду необходимости проведения трехмерных съемок на полигонах, охватывающих обширные области океана. Далее, даже гипотетическое наличие соответствующих экспериментальных данных все равно не сможет адекватно определить реальный источник формирования наблюдающихся особенностей поведения вихревых структур. В этих условиях проведение численных экспериментов на основе простой гидродинамической модели является едва ли не единственным способом исследования механизма вихревого взаимодействия. При этом очевидно, что только синтез результатов натуральных и модельных экспериментов позволит продвинуться в понимании механизмов взаимодействия вихрей разных масштабов. Кроме того, результаты модельных исследований могут быть использованы при выборе стратегии работ в океане.

Модельные эксперименты показали, что в результате взаимодействия ВТЛ с мезомасштабными вихрями разных знаков и величинами потенциальной завихренности может происходить разрушение крупных вихрей, в также формирование новых вихревых структур разных масштабов. Очевидно, при разрушении вихрей происходит интенсификация турбулентного обмена на промежуточных глубинах океана. По сути, такой тип

взаимодействия – это новый механизм обмена свойств и энергии на промежуточных глубинах во всех районах Мирового океана, где встречаются ВТЛ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект 14-50-00095.

Numerical modeling of the interaction between mesoscale gyre and intrathermocline lenses

M.A. Sokolovskiy, B.N.Filyushkin, O.I. Yakovenko, N.G. Kozhelupova

Intrathermocline lenses (ITL) are vortex patches, anticyclonic or cyclonic, localized at intermediate horizons (600—1600 m); as a rule they have elliptical shape. Mostly, they are found in the North Atlantic. The canyons Gulf of Cádiz can be considered as one of the main area of their formation. These vortices are easily detected in the ocean due to their high temperature and salinity playing the role of “natural tracers”. Observations show that the situation when few lenses can exist simultaneously in some ocean area is typical, what points to the importance of studying their interaction. The objective of this work is to study in the frame of a three-layer quasi-geostrophic model the mechanisms that control the interactions between intrathermocline vortices and mesoscale gyres present in the whole ocean depth. The in-situ data show that lenses are vertically stratified, but in this work we suppose that the processes under discussion are described quite adequately by a model with kinematically-uniform vortex patches in each of the three layers. The simulations have shown that the ITLs’ interactions with mesoscale vortices of different signs and potential vorticities can cause the decay of large vortices and formation of new vortex structures of different scales. It is obvious, that in course of the vortex decay, the turbulent exchange intensifies at the intermediate ocean depths.

Литература

1. Алейник Д.Л., Плахин Е.А., Филюшкин Б.Н. К механизму формирования внутритермоклинных линз в районе каньонов континентального склона Кадисского залива // *Океанология*, 1998, т. 38, № 5, с. 645–653.
2. Белкин И.М., Емельянов М.В., Костяной А.Г. Федоров К.Н. Темохалинная структура промежуточных вод океана и внутритермоклинные вихри // В сб. статей «Внутритермоклинные вихри в океане». 1986, Москва: Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, с. 8-34.

3. Козлов В.В. Построение стационарных состояний вихревых пятен методом возмущений // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 1991, т. 27, № 1, с. 77–86.
4. Макаров В.Г. Вычислительный алгоритм метода контурной динамики с изменяемой топологией исследуемых областей // Моделирование в механике. 1991, т. 5(22), № 4, с. 83–95.
5. Мелешко В.В., М.Ю. Константинов. Динамика вихревых структур. Из-во «Наукова Думка», 1993.
6. Соколовский М.А. Моделирование трехслойных вихревых движений в океане методом контурной динамики // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1991, т. 27, № 5, с. 380–388.
7. Соколовский М.А. Устойчивость осесимметричного трехслойного вихря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1997, т. 33, № 1, с. 16–26.
8. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеиздат, 1988, 303 с.
9. Федоров К.Н., Мещанов С.Л. Структура и распространение красноморских вод в Аденском заливе // Океанология. 1988, т. 28, вып. 3, с. 357–363.
10. Филюшкин Б.Н. Исследование внутритермоклинных линз средиземноморского происхождения (16 рейс нис «Витязь», 3 июня – 16 сентября 1988 г.) // Океанология. 1989, т. 29, вып. 4, с. 296-298.
11. Филюшкин Б.Н., Алейник Д.Л., Кожелупова Н.Г., Мошонкин С.Н. Особенности горизонтального переноса средиземноморских вод в Атлантическом океане // Труды ГОИН, «Исследования океанов и морей». Росгидромет, Москва, 2009, вып. 212, с. 76-88.
12. Филюшкин Б.Н., Мошонкин С.Н., Кожелупова Н.Г. Сезонная эволюция распространения вод Средиземного моря в Северной Атлантике // Океанология. 2008, т. 48, № 6, с. 834-842.
13. Филюшкин Б.Н., Плахин Е.А. Экспериментальные исследования начальной стадии формирования линзы средиземноморской воды // Океанология. 1995, т. 35, № 6, с. 875-882.
14. Филюшкин Б.Н., Соколовский М.А., Кожелупова Н.Г., Вагина И.М. Отображение внутритермоклинных вихрей на поверхности океана // Доклады Академии наук. 2011, т. 39, № 1, с. 118-121.
15. Филюшкин Б.Н., Соколовский М.А., Кожелупова Н.Г., Вагина И.М. Эволюция внутритермоклинных вихрей при прохождении над подводной возвышенностью // Доклады Академии наук. 2011, т. 441, № 6, с. 825-828.
16. Филюшкин Б.Н., Соколовский М.А., Кожелупова Н.Г., Вагина И.М. Динамика средиземноморских линз на течении над подводными горами //

Труды ГОИН, «Исследования океанов и морей». Росгидромет, Москва, 2014, вып. 215, с. 53-74.

17. Филюшкин Б.Н., Соколовский М.А., Кожелупова Н.Г., Вагина И.М. О лагранжевых методах наблюдений за внутритермоклинными вихрями в океане // *Океанология*. 2014, т 54, № 6, с. 688–694.

18. Ambar I. A shallow core of Mediterranean water off Western Portugal // *Deep-Sea Res.* 1983, 30, p. 677–680.

19. Ambar I., Serra N., Neves F., Ferreira T. Observations of the Mediterranean Undercurrent and eddies in the Gulf of Cadiz during 2001 // *J. Marine Syst.* 2008, v. 71, № 1-2, p. 195-220.

20. Andrade I., Hormazábal S., Combes V. Intrathermocline eddies at the Juan Fernández Archipelago southeastern Pacific Ocean // *Lat. Am. J. Quat. Res.* 2014, v. 42, № 2, p. 880–906.

21. Arai M., Yamagata T. Asymmetric evolution of eddies in rotating shallow water // *Chaos*. 1994, v. 4, № 2, p. 163–175.

22. Arhan M., Carton X., Piola A., Zenk W. Deep lenses of circumpolar water in the Argentine Basin // *J. Geophys. Res.* 2002, 107, CI. 3007, doi:10.1029/2001JC000963.

23. Aref H. Integrable, chaos and turbulent vortex motion in two-dimensional flows // *Annu. Rev. Fluid Mech.* 1983, v. 15, p. 345-389.

24. Armi L., Hebert D., Oakey N., Price J.F., Richardson P.L., Rossby H.T., Ruddick B. Two years in the life of a Mediterranean salt lens // *J. Phys. Oceanogr.* 1989, v. 19, № 3, p. 354-370.

25. Armi L., Stommel H. Four views of a portion of the North Atlantic subtropical gyre // *J. Phys. Oceanogr.* 1983, 13, p. 828-857.

26. Armi L., Zenk W. Large lenses of highly saline Mediterranean water // *J. Phys. Oceanogr.* 1984, v. 14, № 10, p. 1560-1576.

27. Baird M.E., Ridgway K.R. The southward transport of sub-mesoscale lenses of Bass Strait Water in the centre of anti-cyclonic mesoscale eddies // *Geophys. Res. Lett.* 2012, v. 39, L05603, doi:10.1029/2011GL050643.

28. Bashmachnikov I., Carton X. Surface signature of Mediterranean water eddies in the Northeastern Atlantic: effect of the upper ocean stratification // *Ocean Sci.* 2012, 8, p. 931–943.

29. Bashmachnikov I., Carton X., Belonenko, T.V. Characteristics of surface signatures of Mediterranean water eddies // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2014, v. 119, doi:10.1002/2014JC010244.

30. Bower A.S., Serra N., Ambar I. Structure of the Mediterranean undercurrent and Mediterranean water spreading around the Southwestern

Iberian Peninsula // J. Geophys. Res. 2002, v. 107, 3161, doi: 10.1029/2001JC001007.

31. Bower A.S., Furey H.H. Mesoscale eddies in the Gulf of Aden and their impact on the spreading of Red Sea Outflow Water // Progress in Oceanography. 2012, v. 96, № 1, p. 14–39.

32. Brundage W.L., Dugan J.P. Observations of an anticyclonic eddy of 18°C water in the Sargasso Sea // J. Phys. Oceanogr. 1986, v. 4, № 4, p. 717–727.

33. Carton X, Cherubin L, Paillet J., Morel Y., Serpette A., Le Cann B. Meddy coupling with a deep cyclone in the Gulf of Cadiz // J. Mar. Syst. 2002, v. 32, № 1, p. 13–42.

34. Carton X, Daniault N, Alves J, Cherubin L, Ambar I. Meddy dynamics and interaction with neighboring eddies southwest of Portugal: Observations and modeling // J. Geophys. Res. Oceans. 2010, v. 115, doi:10.1029/2009JC005646.

35. Dugan J.P., Mied R.P., Migherey P.C., Schuetz A.F. Compact, intrathermocline eddies in the Sargasso Sea // J. Geophys. Res. 1982, v. 87, № C1, p. 385–393.

36. Filyushkin B.N., Sokolovskiy M.A. Modeling the evolution of intrathermocline lenses in the Atlantic Ocean // J. Mar. Res. 2011, v. 69, № 2-3, p. 191–220.

37. Gordon A.L., Giulivi C.F., Lee C.M., Furey H.H., Bower A., Talley L. Japan/East Sea intrathermocline eddies. // J. Phys. Oceanogr. 2002, v. 32, № 6, 1960–1974.

38. Hendricks E.A, Schubert W.H, Taft R.K, Wang H., Kossin J.P. Life cycles of hurricane-like vorticity rings // J. Atmos. Sci. 2009, v. 66, № 3, p. 705–722.

39. Hogan P.J., Hurlburt H.E. Why do intrathermocline eddies form in the Japan/East sea? A modeling perspective // Oceanography. 2006, v. 66, p. 134–143.

40. Hunkins K.L. Subsurface eddies in the Arctic Ocean // Deep Sea Res. 1974, v. 21, p. 1017–1033.

41. Johnson J.L., Ambar I., Serra N., Stevens I. Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf Cadiz // Deep-Sea Res. Part II. 2002, v. 49, p. 4179–4193.

42. Kase R.H., Zenk W. Reconstructed Mediterranean salt lens trajectories // J. Phys. Oceanogr. 1987, v. 17, № 1, p. 158–161.

43. L'Hgaret P., Carton X., Ambar I., Ménesguen C., Hua B.L, Chrubin L., Aguiar A., Le Cann B., Daniault N., Serra N. Evidence of Mediterranean Water dipole collision in the Gulf of Cadiz // J. Geophys. Res. Oceans. 2014, v. 119, p. 5337–5359.

44. Kossin J.P., Schubert H. Mesovortices, polygonal flow patterns, and rapid pressure falls in hurricane-like vortices // *J. Atmos. Sci.* 2001, v. 58, № 15, p. 2196–2209.
45. Kostianoy A.G., Belkin G.M. A survey of observations on intrathermocline eddies in the world ocean. Mesoscale/synoptic coherent structure in geophysical turbulence // Ed. J.C.J. Nihoul and B.M. Jamaat. Elsevier. 1989, p. 821–841.
46. Koumoutsakos P. Inviscid axisymmetrization of an elliptical vortex // *J. Comput. Phys.* 1997, v. 138, p. 821–857.
47. Kozlov V.V. General Theory of Vortices. Series: Encyclopedia of Mathematical Sciences. Springer. 1998, Vol. 67, 184 p.
48. Lilly J.M., Rhines P.B. Coherent eddies in the Labrador Sea observed from a mooring // *J. Phys. Oceanogr.* 2002, v. 32, № 2, p. 585–598.
49. Madelain F. Influence de la topographie du fond sur lécoulement éditerranéen entre le Déroit de Gibraltar et le cap Saint-Vincent // *Cahiers Oceanogr.* XII année. 1970, N 1, 12, p. 43–62.
50. Makarov V.G., Kizner Z. Stability and evolution of uniform-vorticity dipoles // *J. Fluid Mech.* 2012, v. 672, p. 307–325.
51. Martin A.P., Wade I.P., Richards K.J., Heywood K.J. The PRIME eddy // *J. Mar. Res.* 1998, v. 56, № 2, p. 439–462.
52. Martinez Y., Brunet G., Yau M.K. On the dynamics of two-dimensional hurricanelike vortex symmetrization // *J. Atmos. Sci.* 2010, v. 67, № 11, p. 3559–3579.
53. Maximenko N., Yamagata T. Submesoscale anomalies in the north pacific subarctic front // *J. Geophys. Res. Oceans.* 1995, v. 100, p. 18,459-18,469.
54. Melander M.V., McWilliams J.C., Zabusky N.J. Axisymmetrization and vorticity-gradient intensification of an isolated two-dimensional vortex through filamentation // *J. Fluid Mech.* 1987, v. 178, p. 137-159.
55. Meshanov S.L., Shapiro G.I. A young lens of Red Sea water in the Arabian Sea // *Deep-Sea Res. P I.* 1998, 45, p. 1–13.
56. Moin P., Leonard A., Kim J. Evolution of curved filament into a vortex ring // *Phys. Fluids.* 1986, v. 29, № 1, p. 955–963.
57. Paillet J., Le Cann B., Carton X., Morel Y., Serpette A. Dynamics and evolution of a northern Meddy // *J Phys Oceanogr.* 2002, v. 32, № 1, p. 55–79.
58. Pelland N.A., Eriksen C.C., Lee C.M. Subthermocline eddies over the Washington continental slope as observed by seagliders, 2003-09 // *J. Phys. Oceanogr.* 2013, v. 43, № 10, p. 2025-2053.
59. Pingree R.D. The droguing of Meddy Pinball and seeding with ALACE floats // *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.* 1995, v. 75, p. 235—252.

60. Pingree R.D., Le Cann B. Structure of a meddy (Bobby 92) southeast of the Azores // *Deep Sea Res. Part I*. 1993, v. 40, № 10, p. 2077-2103.
61. Pingree R.D., Le Cann B. A shallow meddy (a Smeddy) from the secondary Mediterranean salinity maximum // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1993, v. 98, p. 20,169–20,185.
62. Prater M.D., Sanford T.B. A meddy off Cape St. Vincent. Part 1: Description // *J. Phys. Oceanogr.* 1994, v. 24, № 1, p. 15–86.
63. Prater M.D., Rossby T. An Alternative Hypothesis for the Origin of the “Mediterranean” Salt Lens Observed off the Bahamas in the Fall of 1976 // *J. Phys. Oceanogr.* 1999, v. 8, № 8, p. 2103–2109.
64. Richardson P.L., Bower A.S., Zenk W. A census of meddies tracked by floats // *Progr. Oceanogr.* 2000, v. 45, p. 209-250.
65. Richardson P. L., McCartney M. S., Maillard C. A search for meddies in historical data // *Dyn. Atmos. Oceans*, 1991, v. 15, p. 241-265.
66. Richardson P.L., Tychensky A. Meddy trajectories in the Canary Basin measured during the SEMAPHORE experiment, 1993-1995 // *J. Geophys. Res.* 1998, v. 103, p. 25029–25045.
67. Richardson P.L., Walsh D., Armi L., Schröder M., Price J.F. Tracking three meddies with SOFAR floats // *J. Phys. Oceanogr.* 1989, 19, p. 371–383.
68. Schecter D.A., Montgomery M.T. On the symmetrization rate of an intense geophysical vortex // *Dyn. Atmos. Oceans*. 2003, v. 37, № 1, p. 55-88.
69. Schouten M.W., de Ruijter W.P.M., Leeuwen P.L. Upstream control of Agulhas ring shedding // *J. Geophys. Res.* 2000, v. 107, 3109, doi:10.1029/2001JC000804.
70. Schubert W.N., Montgomery M.T., Taft R.K., Guinn T.A., Fulton S.R., Kossin J.P., Edwards J.P. Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes // *J. Atmos. Sci.* 1999, v. 56, № 12, p. 1197-1223.
71. Serra N., Ambar I., Käse R.H. Observations and numerical modelling of the Mediterranean outflow splitting and eddy generation // *Deep-Sea Res. II*. 2005, v. 52, № 2, p. 383-408.
72. Smith II G.B., Montgomery M.T. Vortex axisymmetrization: Dependence on azimuthal wave-number or asymmetric radial structure changes // *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 1995, v. 121, p. 1615-1650.
73. Sokolovskiy M.A., Filyushkin B.N., Carton X.J. Dynamics of intrathermocline vortices in a gyre flow over a seamount chain // *Ocean Dyn.* 2013, v. 63, № 6, p. 741-760.
74. Sokolovskiy M.A., Verron J. Finite-core hetons: stability and interactions // *J. Fluid Mech.* 2000, v. 423, p. 127-154.

75. Stammer D., Hinrichsen H.H., Kase R.H. Can meddies be detected by satellite altimetry? // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1991, v. 96, № C4, p. 7005-7014.
76. Stern M.E. Horizontal entrainment and detrainment in large-scale eddies // *J. Phys. Oceanogr.* 1987, v. 17, № 10, p. 1688-1695.
77. Stern M.E., Radko T. The self-propagating quasi-monopolar vortex // *J. Phys. Oceanogr.* 1989, v. 28, № 1, p. 22-39.

**МЕТОД СОВМЕСТНОЙ ИНТЕРПОЛЯЦИИ
И АНАЛИЗА ВЕРОЯТНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕРМОХАЛИННЫХ
ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
В ЗОНЕ ФРОНТА ГОЛЬФСТРИМА**

Соколов В.А., Фомин В.В.

Описывается метод диагностического расчёта и анализа полей температуры – T и солёности – S морских вод, реализуемый с учётом совместных статистических распределений этих величин. Расчёты осуществляются в масштабе осреднений во времени от сезона и более длительных интервалов. Недостаток статистики исходных данных в методе компенсируется использованием в расчётах свойств морских вод. Эффективность предложенного метода демонстрируется на расчётах интерполированных значений T , S полей в зоне фронта Гольфстрима.

Введение

Существующие методы интерполяции дискретных значений полей температуры – T и солёности – S (термохалинные поля или ТХП) не используют в своих постановках важные физические свойства морской воды, к которым относятся [1, 2]:

- положительная корреляция в изменениях T , S значений, направленная на минимизацию изменений плотности морской воды – ρ , связанная с этими изменениями;
- уплотнение морских вод при их смешении;
- наличие в морских водах устойчивых во времени структурных образований – водных масс (ВМ);
- свойство консерватизма ВМ.

Отсутствие в интерполяционных расчётах ТХП этих свойств может приводить к появлению в результатах их интерполяции маловероятных и нереализуемых в природе значений. Предлагаемый метод учитывает перечисленные закономерности, не имеет ограничений на области его применения, включая фронтальные гидрологические зоны. Эффективность метода, подтверждается результатами сравнительного анализа совместных статистических распределений T - S величин (ССР T - S), построенных по исходным массивам T , S наблюдений и по результатам их интерполяции.

Постановка задачи

Разрабатывается метод интерполяции вероятных значений ТХП на горизонтальной плоскости по полученным в точках наблюдений совместно измеренных Т-S значений, распределённых в пространстве случайным образом. Искомые интерполированные значения Т, S определяются в областях вероятных значений этих величин, полученных на локальных гистограммах совместных функций плотности вероятности Т,S (локальные СФПВ Т-S). Построение этих гистограмм проводится по данным наблюдений, размещённых в окрестности каждой расчётной точки, в которых недостаток информации о статистике исходных данных компенсируется использованием в расчётах свойств морских вод, связанных с наличием в них ВМ, консерватизмом этих образований и уплотнением морских вод при их смещении [1, 2]. Масштаб пространственного осреднения результатов интерполяции задаётся шагом расчётной сетки – L, при этом интервал рассматриваемого временного осреднения – τ должен на порядок и более превосходить характерный для исследуемого района период синоптической изменчивости ТХП. Минимизация влияния на конечный результат пространственной анизотропии в распределении исходных данных осуществляется за счёт привлечения к расчётам их весовых множителей, учитывающих эту анизотропию. Объективность полученных результатов интерполяции ТХП характеризуется степенью совпадения гистограмм СФПВ Т-S, построенных по данным исходного массива наблюдений и по результатам интерполяции этих.

Определение и расчёт интегральных и локальных гистограмм СФПВ Т-S

Предлагаемый метод базируется на анализе результатов построения по массивам Т, S наблюдений интегральных и локальных гистограмм СФПВ Т-S. Ниже приводится определение этих гистограмм, их предназначение и методы их расчёта.

Интегральная гистограмма СФПВ Т-S (гистограмма), построенная для уровня доверительного интервала вероятности $G = 100\%$, описывает вероятность появления в районе морских исследований на расчётном горизонте пары выбранных Т, S значений. Гистограмма строится по данным Т, S наблюдений, расположенных в районе морских исследований на анализируемом расчётном горизонте. Для минимизации влияния на результаты построения гистограммы пространственной анизотропии в распределении данных Т, S наблюдений осуществляется расчёт статистических весов (веса) наблюдений, учитывающих и минимизирующих в расчётах эту анизотропию. При определении этих весов район исследований разбивается

вычислительной сеткой на ячейки с шагом по пространству, равным требуемому масштабу горизонтального осреднения – L . Расчётная сетка ориентируется в направлениях широты – индекс i и долготы – индекс j , положение исследуемого горизонта по вертикали обозначается индексом k . Уменьшение влияния на расчёты анизотропии в распределении наблюдений осуществляется за счёт понижения их весов в ячейках сетки, где количество размещённых в них данных – n_{ijk} превышает среднее число этих данных, приходящуюся на одну ячейку – n_{sk} . Обозначая через m – порядковый номер текущей пары T, S наблюдения, размещённого на расчётном горизонте k в ячейке с координатами i, j , получим формулу для определения его статистического веса – δ_{mijk} :

$$\delta_{mijk} = \begin{cases} 1/C_k, & \text{при } n_{sk} \geq n_{ijk} \\ n_{sk}/n_{ijk} C_k, & \text{при } n_{sk} < n_{ijk} \end{cases} \quad (1)$$

где C_k – нормировочный множитель на горизонте - k , определяемый формулой $C_k = \sum_{m=1}^{m=M} \delta_{mijk}$, M – общее количество пар $T-S$ наблюдений на

горизонте k . После расчёта весов наблюдений, определяется цена делений T, S осей гистограммы, которые обозначим через $\Delta T, \Delta S$. Их определение проводится по формулам, полученных с учётом рекомендаций [3, 4]:

$$\Delta Q = \max[(Q_{\max} - Q_{\min})/(M - 1), \max(dQ, \delta Q)], \quad (2)$$

где $Q = T, S$, dQ – достаточная для исследований на анализируемом горизонте k точность задания Q , δQ – точность инструментальных наблюдений Q на исследуемом горизонте, Q_{\max} , Q_{\min} – максимальные и минимальные значения Q в исходном массиве наблюдений. На плоскости T, S координат в диапазоне значений $T_{\min}, T_{\max}, S_{\max}, S_{\min}$ параллельно осям T, S наносится расчётная сетка с размерами ячеек $\Delta T, \Delta S$, рассчитанных по формулам (2). Данные T, S наблюдений в соответствии с их значениями размещаются по ячейкам сетки T, S плоскости, после чего подсчитываются суммарные значения весов наблюдений, попавших в каждую ячейку расчётной сетки T, S плоскости. Умножая полученные суммарные значения весов в каждой сеточной ячейке на T, S плоскости на 100%, и проводя на ней представленные в процентах изолинии равных частот попаданий наблюдений в сеточные ячейки гистограммы, получим искомую гистограмму СФПВ $T-S$ для 100% доверительного интервала.

В ряде случаев [5–9], возникает необходимость построения гистограмм СФПВ T-S для уровня доверительного интервала $G < 100\%$. Их построение основано на использовании уже построенной и описанной выше гистограммы с уровнем доверительного интервала 100% . Для этого из суммарных значений весов наблюдений, попавших в ячейки сетки этой гистограммы, строится монотонно убывающий ряд (монотонный ряд). Для него формируется ряд со значениями координат ячеек, по данным которых формировались члены монотонного убывающего ряда на плоскости T-S координат (координатный ряд). Проводится суммирование членов монотонного ряда до тех пор, пока сумма его членов – \sum не удовлетворит условию: $\sum \geq G\%$. Далее по данным координатного ряда, восстанавливается положение на исходной гистограмме СФПВ T-S членов просуммированного монотонного ряда. Ячейки исходной гистограммы, не попавшие в члены восстановленного монотонного ряда, обнуляются. В полученной, таким образом, новой гистограмме проводится нормировка весов её ячеек с условием, чтобы их сумма равнялась 100% . Для этого суммы весов наблюдений, попавших в ячейки новой гистограммы делятся на величину \sum . На этом этапе завершается процедура построения гистограммы СФПВ T-S для уровня доверительного интервала $G < 100\%$.

Устойчивость гистограмм СФПВ T-S к количеству данных в исходном массиве наблюдений проверяется варьированием количества данных в этом массиве. Результаты таких исследований опубликованы в работе [5]. В ней показано, что уменьшение в климатических массивах числа T, S наблюдений на 50% (удаление каждого второго наблюдения) не вносило значимых изменений в эти гистограммы. В гистограммах, построенных по уменьшенным массивам T, S, количество расположенных в них кластеров, на долю которых приходилось от 70% до 80% вероятностного объёма T-S реализаций, оставалось неизменным.

Из формулы (2) при заданных априори значений градаций $\Delta T, \Delta S$ осей T, S, удовлетворяющих условию $\Delta T > \delta T, \Delta S > \delta S$ получаются формулы для определения минимального числа наблюдений – M_T , обеспечивающих расчёт заданной величины ΔT при фиксированном значении S и минимального числа наблюдений M_S , обеспечивающих расчёт ΔS при фиксированном значении T. После этого расчёт минимального количества данных наблюдений – M, достаточных для расчёта гистограмм СФПВ T-S при заданных априори разбиениях осей T, S на $\Delta T, \Delta S$, определяется соотношением – $M \geq M_T M_S$, из которого следует:

$$M \geq \frac{(T_{\max} - T_{\min})}{\Delta T} \frac{(S_{\max} - S_{\min})}{\Delta S} + \frac{T_{\max} - T_{\min}}{\Delta T} + \frac{S_{\max} - S_{\min}}{\Delta S} + 1. \quad (3)$$

Полученная формула определяет минимальное количество данных наблюдений, используемых для построения локальных гистограмм СФПВ T-S. Локальная гистограмма СФПВ T-S (локальная гистограмма) позволяет получить оценку вероятности появления в окрестности рассматриваемой расчётной точки (рассматриваемой точки) выбранной пары T,S значений. На основе такой гистограммы решаются задачи определения в окрестности расчётной точки модальных значений T,S, доминирующей в ней ВМ и селекции данных наблюдений, не принадлежащих к доминирующей в этой окрестности ВМ.

Построение локальной гистограммы начинается с оценки по формуле (3) минимального числа пар T, S наблюдений – M, необходимых для расчёта такой гистограммы. В соответствии со свойством консерватизма ВМ, эти данные могут располагаться не только в окрестности рассматриваемой точки, но и вблизи этой окрестности. Для получения такой оценки в массиве T, S наблюдений, расположенных в окрестности расчётной точки, определяются максимальные и минимальные величины T и S, после чего ΔT , ΔS определяются по формулам:

$$\Delta T = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{K}, \quad \Delta S = \frac{S_{\max} - S_{\min}}{K}, \quad (4)$$

где K, задаваемое априори число градаций осей T, S локальной гистограммы, называемое далее её размерностью. В случае, когда рассчитанные по формулам (4) значения ΔT , ΔS удовлетворяют условию:

$$\Delta T \geq \delta T, \quad \Delta S \geq \delta S, \quad (5)$$

где δT , δS – точность инструментальных измерений T, S, то определяемые по формуле (4) значения ΔT , ΔS остаются неизменными. При невыполнении условия (5) величина K уменьшается на 1, после чего описанная проверка повторяется снова до тех пор, пока K не будет обеспечивать выполнение условия (5). После определения числа K и расчёта по формулам (4) оценок величин ΔT , ΔS , по формуле (3) рассчитывается количество минимально необходимых данных наблюдений – M для расчёта локальной СФПВ T-S в анализируемой расчётной точке. В случае, когда число наблюдений – N, расположенных в окрестности этой точки, удовлетворяет условию $N \geq M$, веса этих наблюдений полагаются равными $1/N$. В условиях, когда $N < M$ на основании свойства консерватизма ВМ к расчётному массиву добавляются данные, расположенные в площади кольца с радиусами R_0 и R. Величина радиуса R определяется итерационно по формуле $R = R_0 + m dR$, где m – номер итерации увеличения этого радиуса на величину dR. Увеличение R происходит до тех пор, пока количество пар T, S наблюдений – N, расположенных в окружности радиуса R не превысит ве-

личину числа M , рассчитанного по формуле (3), а размер R , при этом, не превысит априори заданную величину R_{\max} . После окончания формирования локального массива T, S наблюдений в рассматриваемой расчётной точке, пространство вокруг этой расчётной точки разделяется на восемь равных секторов. После, статистический вес i -го члена локального расчётного массива – δ_i определяется по формуле: $\delta_i = \delta_{i\varphi} \delta_{ir} / C$, где $\delta_{i\varphi}$ – угловой, а δ_{ir} – радиальный весовые множители, рассчитываемые по формулам:

$$\delta_{i\varphi} = \begin{cases} 1 & \text{при } n_{\varphi} \leq n_{\varphi\text{ср}} \\ \frac{n_{\varphi}}{n_{\varphi\text{ср}}} & \text{при } n_{\varphi} > n_{\varphi\text{ср}} \end{cases} \quad (4a)$$

$$\delta_{ir} = \begin{cases} 1 & \text{при } r_i \leq R_0 \\ \frac{r_i^2}{R_0^2} & \text{при } r_i > R_0 \end{cases} \quad (4б)$$

здесь $C = \sum_{i=1}^{i=N} \delta_i$, n_{φ} – количество данных наблюдений в секторе, в котором расположено текущее i -ое наблюдение, $n_{\varphi\text{ср}}$ – среднее количество наблюдений, приходящихся на один сектор, r_i – расстояние от текущего наблюдения до рассматриваемой расчётной точки, $R_0 = L/2$ радиус окрестности расчётной точки.

Физические основы предлагаемого метода, его описание и критерий проверки полученных результатов

Предлагаемый метод основывается на выполнении следующих требований:

1. совместная обработка данных T, S наблюдений, учитывающая особенности их корреляций в каждой расчётной точке;
2. недостаток статистики T, S наблюдений компенсируется привлечением априорной информация о свойствах морских вод, связанных с наличием в них ВМ, свойством консерватизма ВМ и уплотнения морских вод при их смешении.

Окрестностью расчётной точки полагается площадь описанной вокруг неё окружности с радиусом, равным половине шага расчётной сетки – L . Докажем, что при выполнении перечисленных в п. 1–2 требований интерполяция ГХП в каждой расчётной точке, осреднённых в масштабе рассматриваемого интервала времени – τ , должна проводиться по данным наблюдений, принадлежащим к доминирующим в этих точках ВМ.

Рассмотрим массив T, S наблюдений, расположенный в окрестности текущей расчётной точки (рассматриваемый массив). Разделим его на три группы, из которых в первую, как правило, наиболее многочисленную группу поместим данные, принадлежащие к доминирующей в этой окрестности ВМ. Во вторую группу поместим данные, доставленные в рассматриваемую окрестность колебательными или же релаксационными процессами (типа возмущений, вызванными проходящим вихревым образованием). В третью группу поместим оставшиеся данные. За интервал рассматриваемого временного осреднения – τ средние значения данных, входящих во вторую группу устремятся к нулю, а данные третьей группы, с высокой степенью вероятности, войдут в контакт с данными первой группы, перемешаются с ними, уплотнятся в процессе этого перемешивания и под действием силы тяжести, покинут горизонт своего образования. В результате, в процессе временного осреднения средние величины данных наблюдений, входящие во вторую и третью группы устремятся к нулю и потому расчёт средних значений T, S проводится только по данным первой группы.

Сформулированное выше положение доказано. Из него следует:

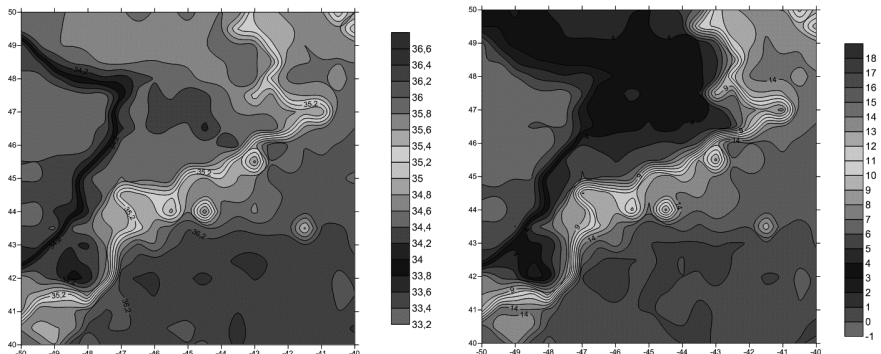
1. данные наблюдений, расположенные в первой группе, сформированы крупномасштабными процессами;
2. фильтрация из рассматриваемого массива наблюдений, связанных с высокочастотными процессами, осуществляется при удалении из локальной гистограммы СФПВ $T-S$ данных, не входящих в доминирующий на этой гистограмме кластер.

Полученный результат позволяет проводить интерполяционные расчёты вероятных значений ТХП в следующей очерёдности:

1. построение на исследуемом горизонте на требуемом уровне доверительного интервала вероятности – G (доверительного интервала) для всех расчётных точек локальных гистограмм СФПВ $T-S$ (локальных гистограмм);
2. фильтрация на основе построенных гистограмм из массивов T, S наблюдений, расположенных в окрестности каждой расчётной точки, данных, не принадлежащих к доминирующим в них ВМ;
3. расчёт в каждой расчётной точке по отфильтрованным массивам T, S данным средневзвешенных значений этих величин и построение по полученным результатам карт изолиний вероятных значений этих величин;
4. тестирование на расчётном горизонте интерполированных значений ТХП.

Последний этап основан на проведении сравнительного анализа результатов построения интегральных гистограмм СФПВ Т-S (их описание приведено в предыдущем разделе), полученных по расположенным на расчётном горизонте данным Т,S наблюдений и по полученным результатам их интерполяции.

Метод интерполяции на основе селекции доминирующей водной массы с шагом 0,5 градуса, глубина 100 м
Соленость [промилле]
Температура [С]



Метод скользящей средневзвешенной интерполяции с шагом 0,5 градуса, глубина 100 м
Соленость [промилле]
Температура [С]

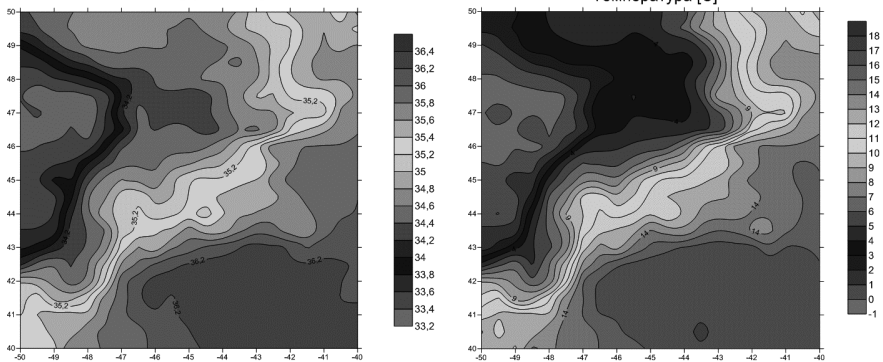


Рис. 1. Результаты расчетов температуры и солености в узлы регулярной сетки с шагом 0.5° методом скользящей средневзвешенной интерполяции по массивам, прошедших процедуру селекции доминирующей водной массы с доверительным интервалом 62% – два верхних рисунка, и не подверженным этой фильтрации – два нижних рисунка.

Применение метода в расчётах ТХП в зоне Гольфстрима

Расчёты проводились по климатическому массиву T,S наблюдений, размещённых на Интернет-сайте [10]. Выборка данных проводилась для горизонта 100м в пределах десятиградусной трапеции, расположенной в границах 50°–40° з.д. и 40°–50°с.ш. Отбирались данные летнего полугодия, полученные за интервал наблюдений с 1998 по 2012 гг. Расчёты проводились на горизонтальной расчётной сетке с ячейкой 0.5^0 на основе одного и того же алгоритма расчёта средневзвешенных значений интерполируемых величин [5–9]. В верхней части Рис. 1 представлены карты изолиний S и T, построенные по массивам наблюдений, прошедших описанную выше процедуру фильтрации в окрестности каждой узловой расчётной точки на уровне доверительного интервала 62%. Этот интервал аналогичен интервалу фильтрации случайных ошибок, распределённых по нормальному закону, в пределах одного среднеквадратичного отклонения [3, 4]. В нижней части этого рисунка представлены результаты, рассчитанные по массивам нефилтрованных наблюдений.

На Рис. 2 представлены интегральные гистограммы СФПВ T-S, построенные на уровне доверительного интервала 90%:

- по исходным данным наблюдений – верхняя гистограмма,
- по результатам интерполяции массивов данных, не прошедших описанную выше процедуру фильтрации – средняя гистограмма,
- по массивам, прошедших фильтрацию наблюдений, не принадлежащих к доминирующим в расчётных точках ВМ – нижняя гистограмма.

Из представленных на Рис. 1 и 2 результатов следует, что проведение описанной выше процедуры фильтрации в массивах наблюдений данных, не принадлежащих к доминирующим в расчётных точках ВМ позволяет:

1. существенно повысить пространственные градиенты интерполированных значений ТХП в зонах размещения гидрологических фронтов;
2. приблизить гистограммы СФПВ T-S, построенных по результатам интерполяции T, S к гистограммам, построенным по исходным массивам наблюдений этих величин.

Проведённые исследования так же показали, что использование в предложенном методе процедуры фильтрации исходных массивов T,S наблюдений по критерию их соответствия доминирующим в расчётных точках ВМ делает ненужным проведение в этих массивах их фильтрации от случайных и систематических ошибок.

Следует отметить, что используемый в расчётах алгоритм автоматической фильтрации T, S наблюдений, не принадлежащих в окрестности узловых расчётных точек к доминирующим в них ВМ пока ещё несовершенен.

Его дальнейшая доработка позволит повысить контрасты интерполированных значений ТХП в области фронтальных зон и приблизить гистограммы СФПВ Т-S, построенные по их интерполированным значениям к аналогичным гистограммам, построенным по массивам исходных Т, S наблюдений.

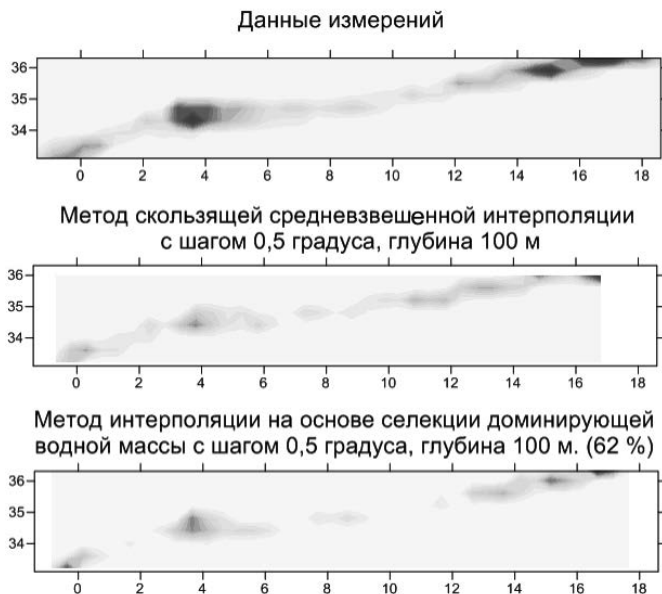


Рис. 2. Т,S-диаграммы, полученные по данным измерений и по результатам интерполяции массивов наблюдений не прошедших и прошедших процедуру фильтрации данных, не принадлежащих к доминирующим в расчётных точках ВМ.

Выводы

1. Разработан и апробирован в расчётах в регионе средних широт Северной Атлантики метод совместной пространственной интерполяции вероятных значений термохалинных полей (ТХП), использование которого наиболее эффективно в зонах фронтальных гидрологических фронтов.
2. Выявлена причина появления в результатах интерполяции ТХП маловероятных значений, связанная с отсутствием в существующих методах интерполяции этих полей учёта существующих в природе корреляций Т, S значений и свойства морских вод уплотняться при их смешении.

3. Предложен и апробирован новый способ тестирования расчётных значений ТХП, основанный на сравнительном анализе гистограмм совместных функций плотности вероятности (СФПВ Т-S), построенных по исходным массивам Т,S наблюдений и по результатам их интерполяции.
4. Предложенный метод позволяет проводить интерполяцию ТХП по массивам данных Т,S наблюдений, не прошедших процедуру их фильтрации от случайных и систематических ошибок, поскольку аналог такой фильтрации присутствует в этом методе.

Method of joint interpolation and the analysis of probable values of fields of temperature and salinity of sea waters on an example its use in a zone of front of Gulf Stream

Sokolov V. A., Fomin V.V.

The method of calculation and the analysis of fields of temperature – T and salinity – S the sea waters, realized with the account of joint statistical distributions of these sizes is described. Calculations are carried out on the scale of averaging on time from a season and longer intervals. The lack of statistics of initial data of a method is compensated by use in calculations of properties of sea waters and the aprioristic information on processes, occurring in these waters. Efficiency of the offered method is shown on calculations of interpolated values T, S fields in a zone of front of Gulf Stream.

Литература

1. Добровольский А.Д. Об определении водных масс. Океанология, 1961, вып.1, с.12–24.
2. Мамаев О.И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.
3. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М., Наука, 1969, 576 с.
4. Худсон Д. Статистика для физиков. Мир, 1970, 295 с.
5. Соколов В.А., Апухтина С.П. «Статистическая модель климатического состояния термохалопикнических полей Северной Атлантике и возможности её практического использования в океанографических исследованиях». Труды ГОИН'а, вып. 212, 2009, с. 48–63.
6. Соколов В.А. «Применение совместного статистического анализа термохалинных и плотностных полей для фильтрации и представления массивов данных морских гидрологических наблюдений». В сборнике

«Сообщения по прикладной математике». ВЦ им. Дородницына РАН М., 2005, ст. 25–38.

7. Соколов В.А., Апухтина С.П. «Статистическая модель термохалопикнических полей Северной Атлантики и возможности её использования в океанографических исследованиях». Труды ГОИН'а, Вып. 213, Москва 2011, с. 255–263.

8. Соколов В.А. «Применение совместного статистического анализа термохалинных и плотностных полей для фильтрации и представления массивов данных морских гидрологических наблюдений». В сборнике «Сообщения по прикладной математике». ВЦ им. Дородницына РАН М., 2005, ст. 25–38.

9. Соколов В.А., Апухтина С.П. «Метод совместного статистического анализа термохалинных полей морских вод и возможности его использования в практической океанографии». Труды ГОИН'а, вып. 215, Москва 2014.с. 75-89.

10. Сайт Национального океанографического центра данных США (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>).

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛНЕНИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ НАТУРНЫХ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И РЕАНАЛИЗА

Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Мартынов Е.С., Полозок А.А.

Приводятся результаты исследований климатических характеристик ветрового волнения Азовского моря на основе прибрежных натуральных наблюдений и численной модели SWAN по данным реанализа приземного ветра JRA. Получены среднемесячные карты пространственного распространения параметров ветрового волнения (высоты, периода и длины волн) Азовского моря за период 1979–2011 гг. Проанализирована многолетняя, сезонная изменчивость и экстремальные величины ветрового волнения Азовского моря. Рассмотрены связи характеристик волнения Азовского моря с индексами атмосферной циркуляции Северного полушария.

Введение

Характеристики волнения на Азовском море определяются двумя основными факторами: ветровыми условиями над морем и физико-географическими особенностями бассейна [5, 6]. Развитие волнения и размеры волн ограничиваются относительно короткими разгонами, мелководностью и значительной площадью покрытия моря льдами в умеренные и суровые зимы.

В мягкие зимы (за исключением Таганрогского залива) ледовый покров не оказывает влияния на волнение в Азовском море. Несмотря на относительно небольшие высоты волн в Азовском море, в результате штормовой деятельности развитое волнение здесь нередко сопровождается сильными штормовыми нагонами и приводит к гибели судов, разрушению прибрежной инфраструктуры и человеческим жертвам. В связи с этим, актуальность исследования режима волнения Азовского моря обусловлена необходимостью обеспечения безопасности судоходства и эксплуатации нефтегазовых платформ, гидротехнического и рекреационного строительства.

Информация о волновом режиме в прибрежной зоне Азовского моря обобщена в монографии [6], где наиболее полно представлены статистические характеристики волнения, рассмотрены межгодовая изменчивость и распределение экстремальных значений. В ряде вышедших в последнее время атласов [1, 2, 17, 18] и статей [9, 21, 24] исследованы основные закономерности пространственного распределения параметров волнения в открытых районах моря, полученные с помощью численного моделирования при стационарных ветровых условиях (типовых полях ветра) или путем использования данных ретроспективного анализа (ре-анализа) JRA.

Вопросам изменений волнового режима Азовского моря в условиях глобального потепления климата в последние десятилетия посвящено небольшое число работ [7, 11]. Исследования, выполненные в [10, 14, 16, 28, 29], показали, что изменчивость климатических характеристик, в частности ветрового волнения в Азово-Черноморском регионе, определяется преимущественно совместным влиянием глобальных климатических процессов разных масштабов.

Основная цель этой работы – обобщение выполненных в Севастопольском отделении ФГБУ «ГОИН» климатических исследований ветрового волнения Азовского моря, а также анализ статистических связей характеристик волнения, рассчитанных с помощью модели SWAN (без учета ледовых условий) по данным реанализа JRA за 1979–2011 гг., и индексов атмосферной циркуляции, определяющих изменчивость глобальных климатических процессов и, соответственно, погодные условия в Азово-Черноморском регионе.

Материалы и методы обработки

Информационная основа исследования – массив характеристик ветровых волн, рассчитанных на основе хорошо апробированной для акваторий Азовского моря [1, 6, 7, 9, 18, 24] и Керченского пролива [20, 22, 23] спектральной модели SWAN (Simulating Waves Nearshore) [30].

В SWAN используется концепция частотно-углового спектра $E(x, y, t, \theta, \omega)$, где x, y, t – горизонтальные координаты и время; θ, ω – угловая и частотная переменные. В основу модели положено уравнение баланса волновой энергии относительно плотности волнового действия ($N = E/\omega$):

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} + \frac{\partial c_\omega N}{\partial \omega} = \frac{S_{in} + S_{nl} + S_{wc} + S_{bf} + S_{dib}}{\omega}, \quad (1)$$

где S_{in} – источник энергоснабжения волн ветром; S_{nl} – нелинейные взаимодействия спектральных компонент; S_{wc} – диссипация энергии вследствие обрушения волновых гребней; S_{bf} – диссипация энергии, обусловленная донным трением; S_{dib} – обрушение волн на критических глубинах; $c_x, c_y, c_\theta, c_\omega$ – скорости переноса, определяемые на основе метода геометрической оптики [27].

Решение уравнения (1) при соответствующих начальных и граничных условиях дает возможность получить ряд волновых характеристик, в частности, высоту значительных волн (h_s), средний период волн ($\bar{\tau}$), среднюю

длину волн ($\bar{\lambda}$) и среднее направление волнения ($\bar{\theta}$). Далее, если специально не оговорено, под высотой волн понимается высота значительных волн.

При расчетах использовался массив полей приводного ветра Японского ретроспективного анализа (JRA), охватывающий период времени с 1979 по 2011 г. включительно. Массив JRA получен на основе глобальной атмосферной модели с вариационной ассимиляцией данных измерений. Он включает поля 13 метеорологических параметров на сетке $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ на 23-х уровнях по вертикали с дискретностью 6 ч. В настоящее время, существует массив данных с 1979 по 2011 гг. включительно, что дает возможность изучать климатические тенденции в полях волнения.

Выполненное в [15] сопоставление натуральных измерений скорости ветра на платформе в Каркинитском заливе и данных JRA показало, что компоненты скорости ветра массива JRA следует умножить на коэффициент 1,3. Скорректированные таким образом поля ветра более близки к натурным наблюдениям. Причем для прибрежных районов Азовского моря наилучшее соответствие наблюдается в последние годы (1993 – 2011 гг.).

Ветровые волны моделировались на регулярной сетке с шагом $\sim 1,4$ км. Разрешение по угловой координате составляло 20° , частотная переменная изменялась в пределах от 0,05 Гц до 1 Гц. Донное трение учитывалось по методу Гранта-Мадсена [26] с параметром шероховатости дна $k_n = 0,01$ м. Уравнение баланса волновой энергии (1) интегрировалось по времени с шагом 10 мин.

В результате расчетов получен массив данных поля волновых характеристик SWAN-JRA за 1979–2011 гг. с дискретностью по времени 6 ч. Для анализа статистических характеристик волновых параметров Азовского моря сформированы с помощью линейной интерполяции временные ряды в точках станций «вековых» разрезов. Схема расположения и координаты точек приведены в Таблице 1. и на Рис. 1. Кроме расчетных данных, использованы данные прибрежных срочных наблюдений за ветровым волнением на морских береговых гидрометеорологических станциях (МГ) Азовского моря за 1954–2013 гг.

Таблица 1.

Условные обозначения и координаты станций Азовского моря, в которых проводились расчеты статистических характеристик

Условные обозначения станций	Координаты		Условные обозначения станций	Координаты	
	Широта	Долгота		Широта	Долгота
C1	46°37′	36°40′	E1	46°48′	37°23′
C2	46°28′	36°40′	E2	46°40′	37°23′
C3	46°18′	36°40′	E3	46°28′	37°23′
C4	46°08′	36°40′	E4	46°16′	37°23′
C5	46°00′	36°40′	E5	45°50′	37°23′
C6	45°49′	36°40′	E6	45°37′	37°23′
C7	45°38′	36°40′	E7	45°32′	37°23′
C8	45°28′	36°40′	E8	45°26′	37°23′
Z1	46°27′	35°40′	Z6	45°28′	35°40′
Z2	46°21′	35°40′	Tz1	47°06′	38°58′
Z3	46°10′	35°40′	Tz2	47°03′	38°43′
Z4	45°49′	35°40′	Tz3	46°59′	38°27′
Z5	45°36′	35°40′	Tz4	46°56′	38°12′
Sh1	46°00′	37°54′	Sh7	46°00′	35°40′
Sh2	46°00′	37°38′	Sh8	46°00′	35°20′
Sh3	46°00′	37°23′	Sh9	46°00′	35°02′
Sh4	46°00′	37°04′	Tz5	46°52′	37°57′
Sh5	46°00′	36°20′	Tz6	46°48′	37°41′
Sh6	46°00′	36°00′	Tz7	46°45′	37°25′

Климатические характеристики волнения

Сезонная и многолетняя изменчивость. Анализ натуральных наблюдений на МГ показал, что в прибрежной зоне Азовского моря в 89–95 % случаев высота визуально наблюдаемых волн на всех береговых пунктах не превышает 0,7 м. В центральной части моря по данным SWAN-JRA повторяемость высот волн менее 0,75 м составляет 76 %, Рис. 2а. На большей части акватории в среднем на протяжении 4,5–8 месяцев наблюдаются штилевые ситуации ($h_s < 0,25$ м), Рис. 2б.

Осредненное за период 1979 – 2011 гг. минимальное число штилей в год (143–160 суток) наблюдается в Прикерченском и центральном районах моря. В отдельные годы здесь длительность штилей не превышает 100 суток, возрастая до 5–6 месяцев в маловетренные годы. В Таганрогском заливе

штилевые условия преобладают на протяжении большей части года, увеличиваясь от 7 месяцев у Должанского пролива до 11 месяцев к вершине залива.

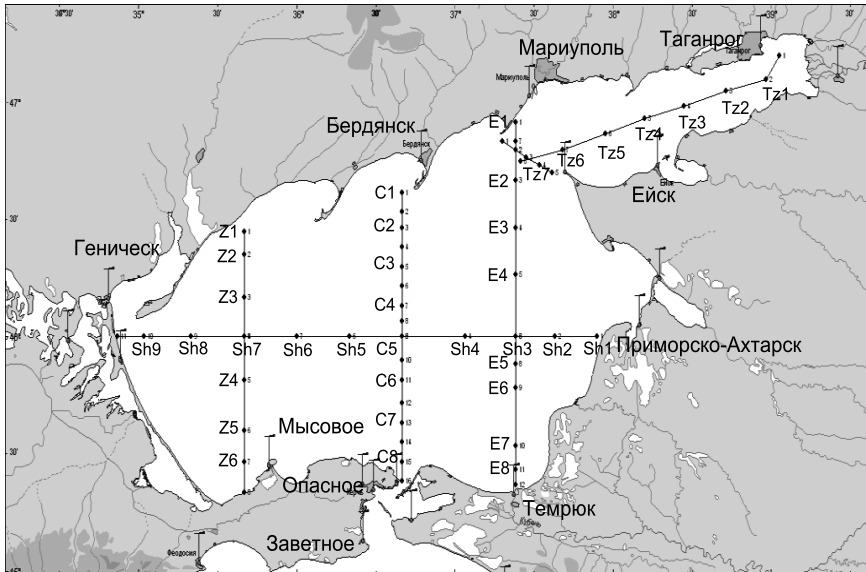


Рис. 1. Расположение морских гидрометеорологических станций и точек расчета.

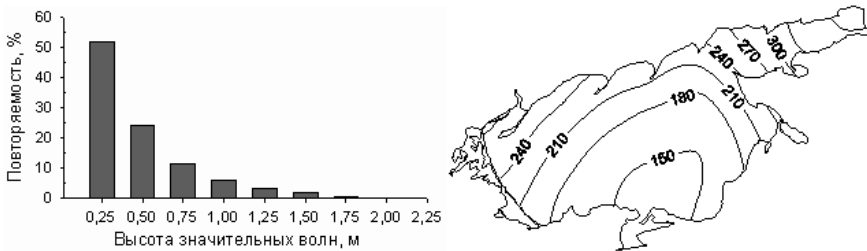


Рис. 2. Повторяемость высот волн в центральной части Азовского моря (а) и пространственное распределение в Азовском море количества дней с высотами волн $h_s < 0,25$ м (б) по данным SWAN-JRA за 1979-2011 гг.

Наибольшие среднемесячные высоты волн (0,5–0,6 м) отмечаются в относительно глубоководных центральном и южном районах моря преимущественно в холодное время года (ноябрь–март), Рис. 3.

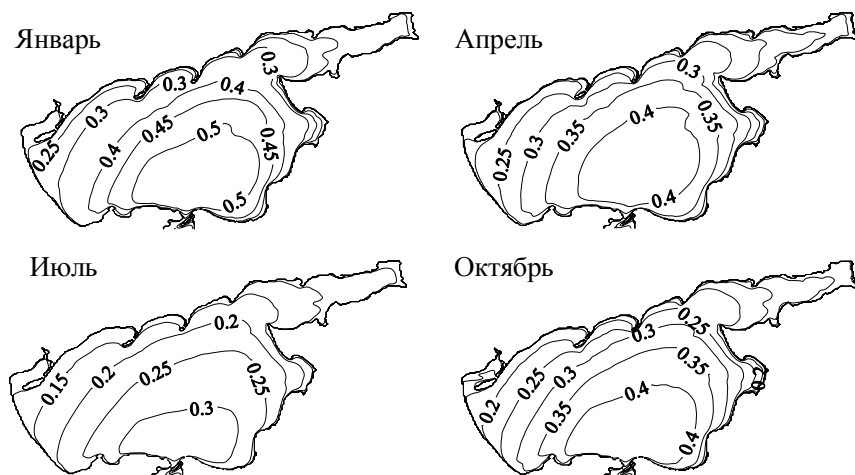


Рис. 3. Среднемесячные высоты значительных волн (м) Азовского моря по данным *SWAN-JRA* за 1979–2011 гг.

На этот период также приходится максимальная повторяемость штормовых ветров в Азовском регионе [5, 6]. В теплое время года (апрель–октябрь) среднемесячные высоты волн не превышают 0,2–0,4 м и соответствуют минимуму ветровой активности. На большей части побережья и в открытых районах Азовского моря не только за год, но и в отдельные сезоны преобладает волнение восточного, северо-восточного направлений. Повторяемость волнения этих румбов в центральной части моря составляет от 34,5–39,1% весной и летом и до 41,5% в осенне-зимний сезон.

Довольно часто в Азовском море наблюдается волнение от юго-западных румбов. Повторяемость волнения указанного направления составляет от 16,0% (осенью) до 28,5% (весной). В Керченском проливе ветро-волновой режим имеет свои особенности, здесь преобладает волнение северных и южных румбов.

Многолетний ход среднегодовых величин высот волн (м) за 1979–2011 гг. приведен на Рис. 4. В открытых и прибрежных частях моря многолетний ход высот волн имеет сходство. Минимум волновой активности для всех районов Азовского моря приходился на 80-е годы прошлого века. С

1995 по 2011 гг. во всех районах моря наблюдалось увеличение среднегодовых высот волн. Максимальные среднегодовые величины высот волн отмечались в 1995–1996, 2001–2003 гг. В южных и центральных районах моря среднегодовая величина волн в эти годы составила 0,45–0,55 м.

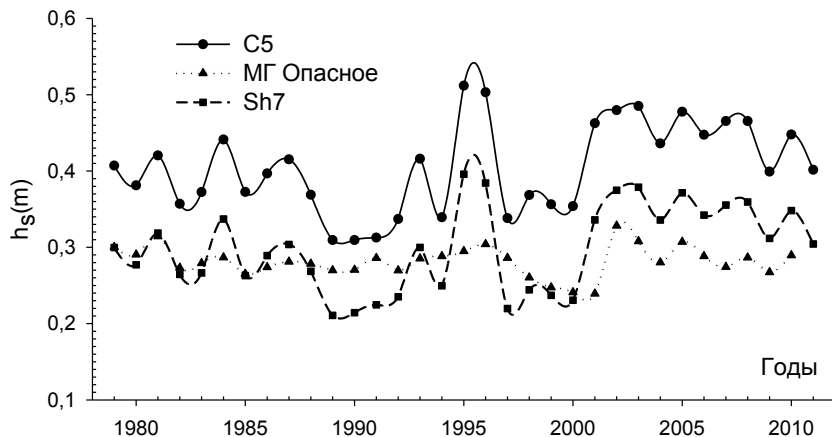


Рис. 4. Многолетний ход высот волн (м) по данным SWAN-JRA в характерных точках Азовского моря и по натурным наблюдениям на МГ Опасное за 1979–2011 гг.

За период 1979 – 2011 гг. в среднегодовых величинах высот волн Азовского моря выявлены значимые положительные линейные тренды, величина которых зависит от района моря и составляет от 0,033 м за 30 лет для Таганрогского, Бердянского заливов до 0,093 м за 30 лет для южных и центральных областей моря. Положительные тренды к увеличению высоты волн характерны и для среднемесячных значений h_s , но значимы тренды с величинами от 0,06 до 0,18 м за 30 лет в зависимости от района Азовского моря только в июле-сентябре (Рис. 5).

Экстремальные характеристики. Из данных натурных наблюдений следует, что волны высотой более 2 м в прибрежной зоне Азовского моря наблюдаются редко, преимущественно в зимний и осенний сезоны. Волнение от румбов, обладающих наибольшей повторяемостью, является, как правило, и наиболее опасным. Максимальные высоты волн на побережье моря по данным наблюдений на МГ за 1954–2011 гг. изменялись от 1,8–2,0 м (Бердянск, Опасное, Мариуполь) до 2,5–2,8 м (Приморско-Ахтарск, Мысовое).

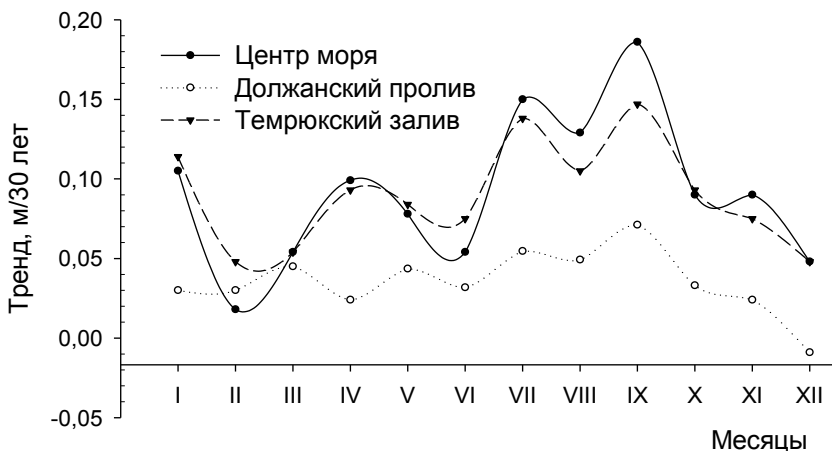


Рис. 5. Линейные тренды среднемесячных высот волн различных районов Азовского моря за 1979–2011 гг.

По данным SWAN-JRA экстремальные характеристики волнения за период 1979–2011 гг. отмечались в зимний сезон в южных районах моря при северо-восточных штормах, Рис. 6. Максимальные высоты волн в Азовском море в этих районах (2,9–3,2 м) при длинах волн 21–22 м и периодах 4,5–4,7 с были зафиксированы 19 февраля 1979 г. при средней скорости ветра северо-восточного направления 22–25 м/с. В весенний и летний сезоны наибольшие высоты волн (до 2,4 м) характерны для южных и центральных районов моря. Волны с такими высотами отмечены 6 апреля 1996 г. и 29 июня 1980 г. при ветрах скоростью 19–20 м/с восточных (апрель) и западных (июнь) румбов. В осенний сезон максимальные высоты волн (2,5–2,7 м) зафиксированы 29 октября 1980 г. в южных районах моря при северо-восточном шторме со скоростью ветра 19–21 м/с.

Расчитанная за многолетний период (1979–2011 гг.) по данным JRA средняя длительность штормовых ситуаций в сутках для $h_s > 1,0$ м и $h_s > 1,5$ м приведена на Рис. 7.

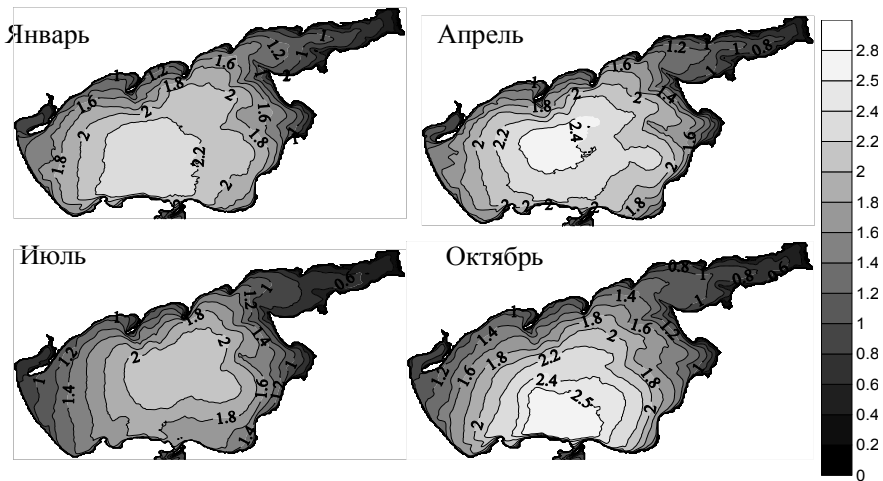


Рис. 6. Максимальные высоты значительных волн (м) Азовского моря по данным *SWAN-JRA* за 1979–2011 гг.

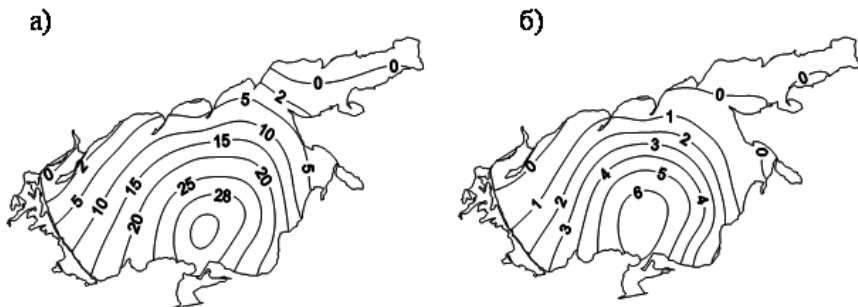


Рис. 7. Пространственное распределение в Азовском море количества дней с высотами значительных волн а) $h_s > 1,0$ м и б) $h_s > 1,5$ м по данным *SWAN-JRA* за 1979–2011 гг.

В среднем за год количество дней с высотой волн больше 1,0 м максимально в центральной и южной частях Азовского моря (20–30 суток), но даже здесь число дней с высотой волн $h_s > 1,5$ м не превышает недели. В северных районах моря и в Таганрогском заливе длительность штормовых ситуаций с $h_s > 1,0$ м не превышает 10 дней, а с высотой волн $h_s > 1,5$ м – одних суток.

Распределение по годам длительности штормовых ситуаций для центрального района моря (Рис. 8) выявило значительную межгодовую изменчивость. Продолжительность дней со штормовым волнением $h_s > 1,0$ м здесь изменяется в широких пределах от 9–14 суток в 1989–1992, 1997 гг. до 52 дней в 1996 г. В 1984, 1996, 2003 гг. продолжительность штормового волнения с высотами волн $h_s > 1,2$ м составляла 12 суток, а в 1992, 1999 и 2009 гг. не превышала одного дня.

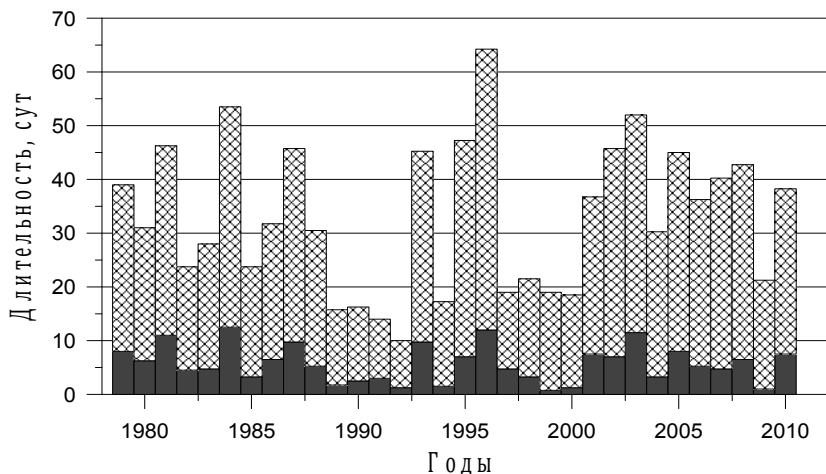


Рис. 8. Распределение по годам длительности штормовых ситуаций для $h_s > 1,25$ м и $h_s > 1,5$ м (черный цвет) по данным *SWAN-JRA* за 1979–2011 гг.

Связи характеристик волнения Азовского моря с индексами атмосферной циркуляции Северного полушария

Данные проведенного анализа статистических связей характеристик волнения Азовского моря и характеризующих изменчивость глобальных климатических процессов в Северном полушарии и, соответственно, погодных условий в Азово-Черноморском регионе индексов атмосферной циркуляции (NAO, AMO, EA, EATL/WRUS) приведены в Таблице 2., Рис. 9.

В связи с тем, что погодные условия в Европе во многом определяются количеством, траекториями и глубиной атлантических циклонов, выявлена значимая обратная связь изменений среднемесячных высот волн и количества дней со штормовым волнением с изменениями интенсивности и положения Исландского минимума и Азорского максимума давления, которые характеризуются индексом Северо-Атлантического колебания (NAO). При

отрицательной фазе индекса NAO траектории переноса воздушных масс и циклонов с Северной Атлантики проходят над южными районами Европы, Средиземного и Черного морей [8]. В таком случае в Азовском море отмечается увеличение интенсивности ветрового волнения.

Для характерных точек Азовского моря выявлены статистически значимые отрицательные величины коэффициентов корреляции за 1979–2011 гг. между изменениями значений индекса NAO (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/>) в зимний сезон и основными волновыми характеристиками (среднемесячными и среднегодовыми высотами волн, повторяемостью штормового волнения). Наибольшие коэффициенты корреляции (от $r = -0,35$ до $-0,49$) получены в холодный период года (декабрь–март), когда сигнал NAO наиболее выражен. Тесная обратная связь ($r = -0,54$) характерна между NAO и числом дней со штормовым волнением ($h_s > 1,0$ м). Всего вклад NAO в изменчивость среднемесячных и среднегодовых высот волн Азовского моря составляет в зависимости от района не менее 20–30 %. По данным [10] для Черноморского региона до 50 % аномалий высоты волн обусловлено влиянием NAO.

Для МГ Опасное при введении временного сдвига аналогичного [10] выявлена значимая положительная корреляционная связь ($r = 0,67$) повторяемости штормового волнения с низкочастотным аналогом NAO – индексом Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО), рис. 10. По данным [13], при высоких индексах АМО увеличивается число циклонов в Азово-Черноморском регионе, формируются положительные температурные аномалии в зимне-весенний период. Сильные ветра при прохождении циклонов и уменьшение ледовитости моря вследствие мягких зим способствуют увеличению штормового волнения в Азовском регионе.

Выявлены значимые положительные коэффициенты корреляции среднемесячных высот волн (январь–март, август) и количества дней, в которых наблюдается штормовое волнение, со Скандинавским колебанием (SCAND), характеризующим барический градиент между Скандинавским полуостровом и югом Европы. При положительных значениях индекса SCAND (Eurasia 1) происходит развитие препятствующих западно-восточному переносу в тропосфере блокирующих антициклонов над Скандинавским полуостровом, в Азово-Черноморский регион заходят холодные воздушные массы с Кольского полуострова и Баренцева моря, что способствует усилению штормовой активности в Азовском море.

Следует отметить, что характеристики волнения Азовского моря и влияние глобальной циркуляции на развитие ветро-волновых характеристик в холодный период года оценивались без учета ледовых условий. На самом деле влияние атмосферной циркуляции на температурные аномалии и изменение ледовитости Азовского моря может существенно ограничивать или, наоборот, усиливать развитие ветрового волнения, соответственно

влиять на тесноту корреляционной связи индексов в зимние месяцы и характеристик волнового режима. Например, в [19] указывалось, что индекс SCAND хорошо описывает изменчивость температуры воздуха, ледовитости и толщины льда в Азовском регионе. При положительных значениях индекса формируются отрицательные аномалии температуры воздуха, увеличивается ледовитость Азовского моря.

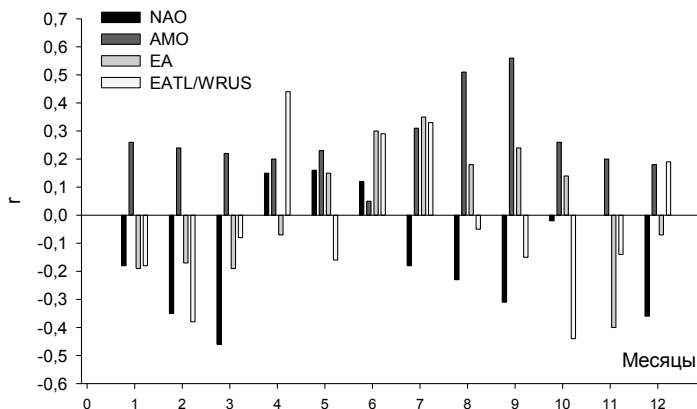


Рис. 9. Внутригодовой ход корреляций между среднемесячными высотами волн в центральном районе Азовского моря (точка С5) и индексами атмосферной циркуляции Северного полушария.

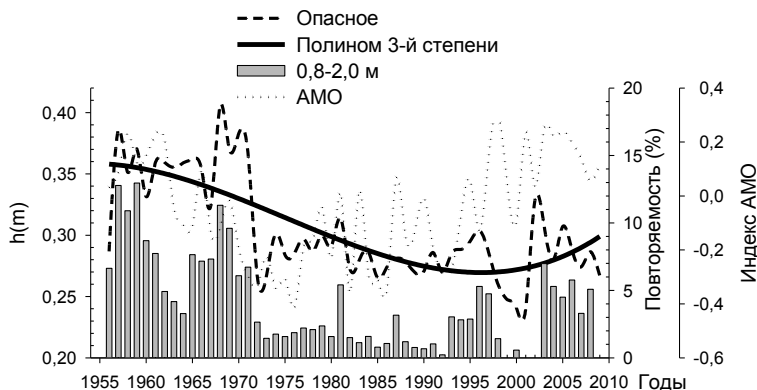


Рис. 10. Межгодовая изменчивость величин высот волн (м), повторяемости штормового волнения (%), индекса Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО) по наблюдениям на МГ Опасное.

Таблица 2.

Коэффициенты корреляции между среднемесячными высотами волн (h_s , м), повторяемостью штормового волнения ($h_s > 1,0$ м, суток) и штелей ($h_s < 0,25$ м, суток) в характерных точках Азовского (C5, Sh7, Z5), Черного (р-н п. Кацивели) морей и индексами атмосферной циркуляции за 1979–2011 гг.

	SWH (м)						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
NAO							
C5	-0,18	-0,35	-0,46	0,15	0,16	0,12	-0,18
Sh7	-0,27	-0,42	-0,48	0,15	0,14	0,01	-0,22
Z5	-0,24	-0,43	-0,49	0,15	0,19	0,03	-0,19
Кацивели	-0,02	-0,45	-0,37	-0,09	-0,28	0,03	-0,14
AMO							
C5	0,26	0,24	0,22	0,20	0,23	0,05	0,31
Sh7	0,30	0,20	0,17	0,21	0,21	0,08	0,33
Z5	0,35	0,24	0,21	0,25	0,20	0,10	0,33
Кацивели	0,18	0,25	0,46	0,20	0,23	0,02	0,23
EA							
C5	-0,19	-0,17	-0,19	-0,07	0,15	0,30	0,35
Sh7	-0,22	-0,21	-0,22	-0,07	0,17	0,26	0,37
Z5	-0,21	-0,20	-0,16	-0,07	0,16	0,31	0,35
Кацивели	-0,04	-0,15	0,01	-0,10	-0,42	0,12	0,29
EATL/WRUS (Eurasia 2)							
C5	-0,18	-0,38	-0,08	0,44	-0,16	0,29	0,33
Sh7	-0,30	-0,41	-0,07	0,38	-0,28	0,26	0,27
Z5	-0,21	-0,33	-0,02	0,39	-0,15	0,26	0,31
Кацивели	0,06	-0,12	-0,08	0,35	-0,19	0,13	0,17
SCAND (Eurasia 1)							
C5	0,32	0,43	0,27	0,30	-0,06	-0,07	0,10
Sh7	0,42	0,49	0,37	0,34	-0,01	0,03	0,13
Z5	0,41	0,53	0,33	0,33	-0,04	-0,08	0,09
Кацивели	-0,17	0,40	-0,03	0,09	-0,16	-0,20	0,29

	SWH (м)						$h_s > 1,0$ (суток)	$h_s < 0,25$ (суток)
	VIII	IX	X	XI	XII	Год		
NAO								
C5	-0,23	-0,31	-0,02	0	-0,36	-0,61	-0,54	0,62
Sh7	-0,24	-0,32	-0,05	0	-0,38	-0,59	-0,46	0,56
Z5	-0,20	-0,27	-0,02	0,04	-0,35	-0,56	-0,53	0,52
Кацивели	-0,24	-0,42	-0,25	-0,04	-0,27	-0,15		

AMO								
C5	0,51	0,56	0,26	0,20	0,18	0,45	0,26	-0,57
Sh7	0,20	0,56	0,29	0,20	0,22	0,42	0,11	-0,51
Z5	0,21	0,56	0,36	0,18	0,25	0,48	0,33	-0,51
Кацивели	0,18	0,31	0,51	0,26	0,14	0,47		
EA								
C5	0,18	0,24	0,14	-0,40	-0,07	0,03	-0,15	-0,17
Sh7	0,17	0,23	0,15	-0,37	-0,13	0,02	-0,18	-0,13
Z5	0,19	0,27	0,17	-0,36	-0,13	0,11	-0,02	-0,18
Кацивели	-0,08	-0,05	-0,10	-0,45	0,05	0,05		
EATL/WRUS (Eurasia 2)								
C5	-0,05	-0,15	-0,44	-0,14	0,19	-0,40	-0,44	0,33
Sh7	-0,09	-0,30	-0,48	-0,15	0,15	-0,42	-0,38	0,35
Z5	-0,05	-0,29	-0,44	-0,10	0,21	-0,37	-0,38	0,32
Кацивели	-0,19	-0,18	-0,23	-0,14	0,05	-0,33		
SCAND (Eurasia 1)								
C5	0,40	0,26	0,31	-0,01	0,14	-0,06	0,08	0,19
Sh7	0,40	0,30	0,30	0,06	0,19	0,35	0,57	-0,23
Z5	0,36	0,27	0,34	0,09	0,18	0,31	0,50	-0,22
Кацивели	0,42	0,44	0,13	-0,29	-0,03	0,08		

Проведенный нами анализ выявил положительные значимые коэффициенты корреляции индекса SCAND в зимний период и ледовых характеристик в пунктах Азовского моря и Керченского пролива. Наиболее тесная положительная связь имеется между значениями индекса SCAND и толщиной льда (от $r = 0,28$ для станций Керченского пролива до $r = 0,59$ для Азовского побережья). Учитывая, что положительная фаза SCAND влияет одновременно на усиление интенсивности волнения и увеличение ледовитости Азовского моря (фактор, сдерживающий развитие волнения), коэффициенты корреляции индекса Скандинавского колебания и высот волн в зимние месяцы могут быть завышены. Уточнение коэффициентов корреляции, как для Скандинавского колебания, так и других индексов, требует проведения дополнительных исследований (моделирования волнения с учетом развития и динамики льда на море).

Индекс EA отражает колебание аномалий давления с центрами в районе Исландии, Великобритании и в восточной части тропической Атлантики [4]. О связи высоких значений индекса Восточно-Атлантического колебания (EA) с изменениями траекторий циклонов и формированием аномально-теплых зим в Восточной Европе (после 1996 г.) указывалось в [12]. Как пока-

зало выполненное исследование, на интенсивность ветрового волнения в Азовском море изменчивость индекса ЕА влияет незначительно.

В [3] приводились данные о тесной связи между индексом Евразийского колебания (EATL/WRUS) [25], охватывающим Восточную Атлантику и Западную Россию, и формированием температурных аномалий в Азовском регионе. Для Азовского моря между индексами EATL/WRUS, среднегодовыми высотами волн и количеством дней со штормовым волнением выявлены значимые отрицательные корреляционные связи.

Выполненное сопоставление корреляционных зависимостей между среднемесячными высотами волн в Черном море (район пос. Кацивели) и индексами атмосферной циркуляции Северного полушария выявило их сходство с аналогичными взаимосвязями для Азовского моря.

Выводы

В прибрежных районах Азовского моря в 89–95 % случаев высота визуально наблюдаемых волн на всех береговых пунктах не превышает 0,7 м. В центральной части моря повторяемость высот волн менее 0,75 м составляет 76 %. На большей части акватории в среднем на протяжении 4,5–8 месяцев наблюдаются штилевые ситуации. Высота волн и скорость ветра в Азовском море имеют выраженный сезонный ход с максимумом в холодное время года (ноябрь–март). Преобладающими направлениями волн во все сезоны года являются северо-восточное и восточное. Повторяемость волнения этих румбов в центральной части моря составляет от 34,5–39,1 % весной и летом до 41,5 % в холодный период года.

В открытых и прибрежных частях моря многолетний ход высот волн за 1979–2011 гг. имеет сходство. Минимум волновой активности для всех районов Азовского моря приходился на 80-е годы прошлого века. С 1995 по 2011 гг. во всех районах моря наблюдалось увеличение среднегодовых высот значительных волн. За период 1979–2011 гг. в среднегодовых величинах высот волн Азовского моря выявлены значимые положительные линейные тренды, величина которых зависит от района моря и составляет от 0,033 м за 30 лет для Таганрогского, Бердянского заливов до 0,093 м за 30 лет для южных и центральных областей моря.

Выполненное исследование распределения экстремальных характеристик волнения показало, что по данным натурных наблюдений волны высотой более 2 м в прибрежной зоне наблюдаются редко, преимущественно в зимний и осенний сезоны. Максимальные высоты волн изменяются в прибрежной зоне от 1,8–2,0 м (Бердянск, Опасное, Мариуполь) до 2,8–3,0 м (Мысовое и Должанская). Расчетные данные экстремальных характеристик волнения по данным реанализа JRA за период 1979–2011 гг. (без учета ле-

довых условий) выявили, что наибольшие высоты волн (2,9–3,2 м) за период 1979–2011 гг. отмечались в зимний сезон в южных районах моря при северо-восточных штормах.

Анализ данных SWAN-JRA за 1979–2011 гг. статистических связей характеристик волнения Азовского моря и индексов атмосферной циркуляции, характеризующих изменчивость глобальных климатических процессов и погодных условий в Азово-Черноморском регионе для характерных точек Азовского моря, выявил статистически значимые отрицательные величины коэффициентов корреляции за 1979–2011 гг. между изменениями значений индекса NAO в зимний сезон и основными волновыми характеристиками (среднемесячными и среднегодовыми высотами волн, повторяемостью штормового волнения и штилевого состояния моря). Всего вклад NAO в изменчивость среднемесячных и среднегодовых высот волн Азовского моря составляет в зависимости от района не менее 20–30 %.

Climatic characteristics of the Azov Sea waves based on data from field observations and reanalysis

Dyakov N.N., Fomin V.V., Martynov E.S., Polozok A.A.

The following work presents the results of research the regime characteristics of wind waves on the basis of the Azov Sea coastal field observations and numerical model SWAN reanalysis data of surface wind JRA. Were obtained monthly mean maps of spatial distribution characteristics of wind waves (height, period and wavelength) of the Azov Sea in 1979–2011. Was analyzed long-term, seasonal variability and extreme wind-wave characteristics of the Azov Sea. Were considered due wave characteristics of the Azov Sea with indices of the atmospheric circulation of the Northern Hemisphere.

Литература

1. Атлас волнения, течений и уровня Азовского моря. Феникс, г. Киев, 2012. – 238с.
2. Атлас стонно-нагонных процессов, волн и течений, вызываемых действием атмосферных возмущений в Азовском море. ЭКОСИ-Гидрофизика, Севастополь, 2012. – 88 с.
3. Букатов А.Е., Бабий М.В., Моисеева Е.А. Климатическая изменчивость температуры воздуха, количества осадков и режима облачности в районе Азовского моря. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 18. Севастополь, 2009. – с. 168–179.

4. Букатов А.Е., Павленко Е.А. Анализ связи климатической изменчивости метеорологических характеристик и ледового режима Азовского моря с индексами атмосферной циркуляции. Физические проблемы экологии (экологическая физика). Под ред. В.И. Трухина, Ю.А. Пирогова, К.В. Показеева. № 18. Физический факультет МГУ, Москва, 2012. – с. 48–71.
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море. – Л., 1991. – 236 с.
6. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1. Азовское море. ЭКОСИ-Гидрофизика, Севастополь, 2009. – 402 с.
7. Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Мартынов Е.С. [и др.] Ветро-волновой режим Азовского моря. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 22. Севастополь, 2010. – с. 228–239.
8. Ильин Ю.П., Репетин Л.Н. Вековые изменения температуры воздуха в черноморском регионе и их сезонные особенности. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 14. Севастополь, 2006. – с. 322–333.
9. Михайличенко С.Ю., Фомин В.В., Иванов В.А. Моделирование штормовых ситуаций в Азовском море на основе волновой модели SWAN. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 15. Севастополь, 2003. – с. 298–302.
10. Воскресенская Е.Н., Наумова В.А., Евстигнеев М.П. [и др.] Низкочастотная изменчивость повторяемости экстремальных штормов в Азово-Черноморском бассейне. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 19. Севастополь, 2009. – с. 386–394.
11. Наумова В.А., Евстигнеев М.П., Евстигнеев В.П. [и др.] Ветро-волновые условия Азово-Черноморского побережья Украины. Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. Вып. 259. Киев, 2010. – с. 263–282.
12. Нестеров Е.С. Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в последние десятилетия. В сб.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина. Триада, Москва, 2010. – с. 269–280.
13. Полонский А.Б. Атлантическая мультideкадная осцилляция и ее проявления в Атлантико-Европейском регионе. Морской гидрофизический журнал. №4. Севастополь, 2008. – с. 69–78.
14. Полонский А.Б., Башарин Д.В. Влияние климатического сдвига 1976-1977 гг. на крупномасштабную структуру приземных метеорологических полей Евразии. Метеорология и гидрология. № 5. 2008. – с. 16–30.

15. Полонский А.Б., Фомин В.В., Гармашов А.В. Характеристики ветрового волнения Черного моря. Доповіді Національної Академії наук України. №8. 2011. – с. 108–112.

16. Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Липченко М.М. Ветры и волнения в прибрежной зоне юго-западной части Крыма. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып.9. ЭКОСИ-Гидрофизика, Севастополь, 2003. – с. 13–28.

17. Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей. Российский Морской регистр судоходства, СПб, 2006. – 450 с.

18. Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів. ДУ Укрморкартографія, Київ, 2009. – 356 с.

19. Федоренко А.В. Анализ связи между атмосферными процессами над Скандинавским полуостровом и ледовыми условиями над Азовским морем. Труды Гидрометцентра России. Вып. 345. 2011. – с. 94–104.

20. Федоров С.В. Особенности использования модели SWAN для расчета ветрового волнения в Керченском проливе. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып.16. ЭКОСИ-Гидрофизика, Севастополь, 2008. – с. 303–313.

21. Фомин В.В., Дьяков Н.Н. Ветровое волнение и транспорт наносов в Азовском море. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 8. ЭКОСИ-Гидрофизика, Севастополь, 2003. – с. 175–181.

22. Фомин В.В., Иванов В.А. Численное моделирование ветрового волнения в районе острова Коса Тузла. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 10. ЭКОСИ-Гидрофизика, Севастополь, 2004. – с. 233–242.

23. Фомин В.В., Иванов В.А. Совместное моделирование течений и поверхностного волнения в Керченском проливе. Морской гидрофизический журнал. №5. Севастополь, 2007. – с.1–20.

24. Фомин В.В., Шульга Т.Я. Исследование волн и течений, возникающих под действием ветра в Азовском море. Доповіді Національної Академії наук України. №12. 2006. – с. 110–115.

25. Barnston A. G., Livezey R. E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. – Mon. Wea. Rev., 115, p. 1083–1126.

26. Grant W.D., Madsen O.S. Combined wave and current interaction with a rough bottom. J. Geophys. Res. – 1979. – Vol.84. – p. 1797–1808.

27. Holthuijsen L.H. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge University Press: Cambridge, 2007. ISBN 0-521-86028-8. XVI, 387 p.

28. Lionello P., Galati, M. B. Links of the significant wave height distribution in the Mediterranean sea with the Northern Hemisphere teleconnection patterns. *Advances in Geosciences*. – 2008. – Volume 17. – p. 13–18.
29. Polonsky A., Evstigneev V., Naumova V., Voskresenskaya E. Low-frequency variability of storms in the northern Black Sea and associated processes in the ocean–atmosphere system. *Regional Environmental Change* (2014) 14: 1861–1871.
30. SWAN Cycle III version 40.85. User Manual. – Delft University of Technology, Netherlands, 2011. – 121 p.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ТЕЧЕНИЯ НОРВЕЖСКОГО И ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЕЙ

Никитин О.П., Касьянов С.Ю.

Дано описание поверхностных течений в Норвежско-Гренландском бассейне на основе данных, полученных за последние 24 года с отслеживаемых со спутников океанографических буев-дрифтеров.

Норвежское и Гренландское глубоководные моря североευропейского региона по одним источникам относятся к Атлантическому океану (Northern North Atlantic), по другим – к окраинным морям Северного Ледовитого океана. Норвежское море зимой не замерзает из-за постоянного притока в него теплых атлантических вод с юга, а Гренландское море, в которое с севера поступают очень холодные воды вместе с плавающими льдинами, зимой в значительной степени (на севере и частично в центре) покрывается льдом. Оба моря имеют протяженную общую границу и, по сути, образуют единый бассейн. В настоящей работе за границы этого бассейна приняты следующие координаты: 60 и 84°с.ш., а также 26°з.д. и 22°в.д.

Наблюдения за течениями и температурой воды с помощью дрейфующих в поверхностном слое вместе с течениями и отслеживаемых со спутников океанографических буев – так называемых лагранжевых дрифтеров – проводятся в этом бассейне с 1991 г. При этом наличие льда в Гренландском море сильно затрудняет или делает невозможным выполнение там дрифтерных наблюдений на всей акватории моря. Большинство дрифтеров пришло в Норвежско-Гренландский бассейн после запуска и дрейфа в соседних бассейнах, однако немалое их количество было запущено и непосредственно в нем. Всего по июнь 2014 данные были получены с 446 дрифтеров, среднее время нахождения которых в описываемом бассейне составляло около 100 суток (с максимумом 3 года).

Дрифтер имеет небольшой поверхностный поплавок с термистором для измерения температуры воды и передатчиком для передачи данных по космической системе связи на береговые центры сбора, а также подвешенный к поплавку на тросе массивный якорь-парус-драгу в виде цилиндра диаметром 90 см и высотой от ~ 4 до 6,5 м с центром на глубине 15 м [4]. В период дрейфа драга часто отрывается и далее с поверхностным течением перемещается только поплавок, к скорости которого с течением без удерживающего влияния драги добавляется относительная скорость из-за непосредственного ветро-волнового воздействия на поплавок. В 2012–2013 гг. в

дрифтерном центре США, откуда были заимствованы данные, был проведен ретроспективный анализ статуса драги у многих ранее дрейфовавших в Мировом океане дрейфтеров. В результате ревизии был подготовлен новый метафайл, согласно которому большую часть времени дрейфтеры дрейфовали без драги.

В настоящей работе данные дрейфтеров без драги были исключены из анализа поля течений. В то же время для расчета изменений поверхностной температуры был использован полный массив, поскольку качество данных о температуре на поверхности воды не зависит от наличия или отсутствия драги у дрейфтера. При этом с помощью системы [2] был выполнен этап визуального контроля и выявления некачественных данных дрейфтерных наблюдений, в процессе которого было забраковано большое количество нереальных данных по температуре. Было принято, что дрейфтерные данные по температуре соответствуют поверхности моря и глубине 0 м, а дрейфтерные данные по скорости течений соответствуют глубине 15 м.

На Рис. 1 основные поверхностные течения рассматриваемого бассейна изображены в виде реальных выбранных дрейфтерных траекторий. Как видно, в Норвежско-Гренландском бассейне, как и в ряде других морей Северного полушария, наблюдается общее движение поверхностных вод против часовой стрелки. Согласно одной из показанных траекторий дрейфтер, перемещаемый поверхностными течениями, может обогнуть бассейн по периферии от входа в Норвежское течение до выхода из Датского пролива за 366 суток, пройдя путь в 7269 км со средней скоростью 23 см/с.

На Рис. 2 представлена карта средней приповерхностной циркуляции вод в рассматриваемом районе, рассчитанная по собранным данным дрейфтерных наблюдений с использованием сетки с шагами $0,75^\circ$ по долготе и $0,3^\circ$ по широте. Для подавления временной неравномерности дрейфтерных измерений осреднение по времени для каждой ячейки сетки происходило по следующей процедуре, которая использовалась также для расчета карт модуля скорости и устойчивости течения, а также температуры воды. Фактический временной интервал, в течение которого производились дрейфтерные наблюдения (24 года), был поделен на месячные отрезки, внутри каждого из которых происходило первоначальное осреднение имевшихся измеренных значений компонент модуля вектора скорости течения и температуры воды. Далее полученные для разных лет среднемесячные значения осреднялись для каждого календарного месяца по числу лет и в результате получались среднемноголетние среднемесячные значения компонент модуля вектора скорости течения и температуры воды, по которым в итоге рассчитывались среднегодовые среднемноголетние значения упомянутых характеристик, а также их годовой ход.

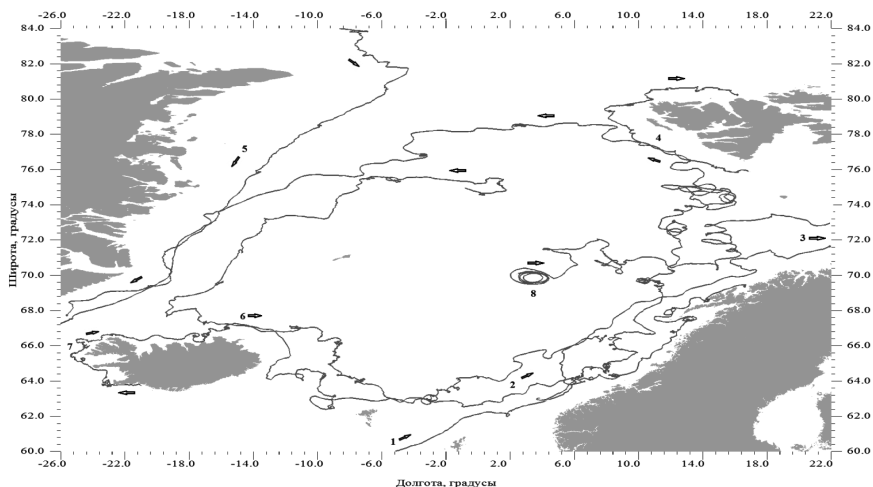


Рис. 1. Картограмма течений в поверхностном слое Норвежского и Гренландского морей на основе выбранных дрифтерных траекторий. Представлены следующие течения: 1 – Северо-Атлантическое, 2 – Норвежское, 3 – Нордкапское, 4 – Шпицбергенское, 5 – Восточно-Гренландское, 6 – Восточно-Исландское, 7 – Северо-Исландское, 8 – Лофотенский антициклонический вихрь.

Как видно из Рис. 2, наиболее ярко выраженным течением бассейна является **Восточно-Гренландское течение**, текущее с севера из пролива Фрама на юго-запад через Датский пролив. Согласно дрифтерным данным, это течение является также наиболее холодным (типично с минусовыми температурами), наиболее интенсивным (со скоростями, временами превышающими 1 м/с) и наиболее устойчивым по направлению.

Следующее по интенсивности региональное течение – это теплое **Норвежское течение**, следующее вдоль берегов Норвегии на северо-восток. Среднегодовое температура вод на его поверхности изменяется от 14°C на широте 62°с.ш. до 7°C на широте 70°с.ш. Норвежское течение – это не единая струя, а два то сходящихся, то расходящихся потока. Один из них прижимается к берегам Норвегии, а второй, мористый поток следует вдоль окраины материкового склона и повторяет его очертания. Согласно Рис. 1 и 2, первый поток является продолжением теплого **Северо-Атлантического течения**, втекающего в рассматриваемый бассейн с юга между Фарерскими и Шетландскими островами и подпитываемого с запада водами **Восточно-Исландского течения**. Второй же поток (его называют Норвежским прибрежным течением), согласно [5], является продолжением течений, вытекающих из Балтийского моря и норвежских фьордов.

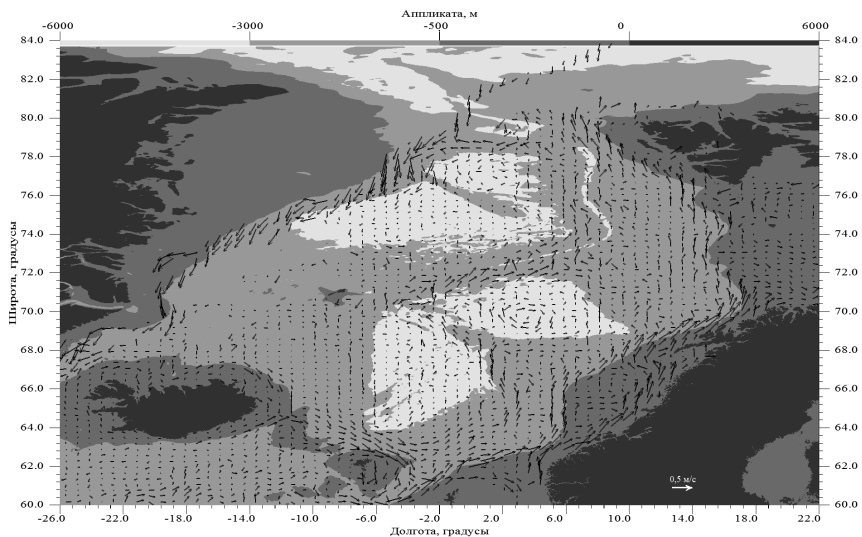


Рис. 2. Векторы скорости средних течений в Норвежско-Гренландском бассейне на глубине 15 м, рассчитанные по дрейферным данным для сетки с шагами $0,3^\circ$ по широте и $0,75^\circ$ по долготе. Осреднение проводилось за период наблюдений с 1991 по 2014 г. Вверху карты помещена шкала с цветовыми градациями рельефа дна, внизу карты показан масштабный вектор скорости течения.

Выше 70-ой параллели происходит разветвление Норвежского течения (Рис. 2). Одна ветвь движется на восток, следуя вдоль берегов Норвегии, и образует теплое *Нордкапское течение*. Вторая ветвь движется в северном направлении и образует *Шпицбергенское течение*. Согласно Рис. 2, последнее, огибая материковую отмель Баренцева моря, следует изобате 500 м. Среднегодовое температура вод на поверхности Шпицбергенского течения составляет от 7°C в южной части течения до 3°C на севере. К теплым норвежским водам в Шпицбергенском течении присоединяются холодные воды, вытекающие из Баренцева моря вдоль его северной границы. Выше 80-ой параллели Шпицбергенское течение в основном поворачивает на запад и далее движется на юго-запад вдоль Гренландской шельфовой области, сливаясь с Восточно-Гренландским течением. Из Рис. 1 и 2 также видно, что часть Шпицбергенского течения образует ветвь, которая поворачивает на восток и движется вдоль северной оконечности архипелага Шпицберген.

На Рис. 2 обращает на себя внимание не имеющее названия зигзагообразное течение в центральной части бассейна. Беря начало от Восточно-Исландского течения, оно сначала огибает с юга и востока Норвежскую, а потом с запада и севера Лофотенскую котловины и далее движется на север вдоль глубоководного подводного хребта Книповича, располагающегося примерно от 73° до 81° с.ш. (на рис. 2 координаты центра Норвежской котловины составляют 67° с.ш., 3° з.д., а Лофотенской котловины – 70° с.ш., 3° в.д.). При этом это течение также огибает с юга, востока и севера Гренландскую котловину, располагающуюся на Рис. 2 между широтами 73 и 78° с.ш. В работе [6] это течение было названо западной ветвью Норвежского Атлантического течения; при этом описанное выше двухструйное Норвежское течение определено как восточная ветвь Норвежского Атлантического течения.

В центре Лофотенской котловины наблюдается хорошо выраженный антициклонический круговорот воды. Один из дрейфтеров, запущенных в Лофотенской котловине, провел в ней 250 суток, в течение которых совершил с круговоротом несколько десятков оборотов. Существование антициклонического перемежающегося вихря в Лофотенской котловине было установлено еще в "додрейфтерную" эпоху на основании гидрологических съемок и прямых измерений с автономных заякоренных буйковых станций [3]. Современное описание циркуляции вод в Лофотенской котловине дано в [1].

На южной периферии Гренландско-Норвежского бассейна вдоль северных берегов Исландии и Фарерских островов протекает Восточно-Исландское течение (Рис. 1 и 2). Построенная по дрейфтерным данным карта среднемноголетней температуры воды на поверхности бассейна показывает наличие затока с Восточно-Исландским течением холодных гренландских вод в Норвежское море. С юга в Восточно-Исландское течение поступают теплые модифицированные воды Северной Атлантики, в том числе с *Северо-Исландским течением*. Последнее движется в Датском проливе со средними скоростями около 15 см/с противоположно мощному Восточно-Гренландскому течению. Таким образом, в Датском проливе имеет место фронтальная зона в поле скорости, воспроизведение которой, как и всей непростой картины течений в Норвежско-Гренландском бассейне, может служить важным тестом качества современных численных моделей морских течений.

Расчеты показали, что в холодное время года в Гренландско-Норвежском бассейне происходит интенсификация течений. Наиболее сильны течения в январе-марте и существенно ослабевают в период с июня по сентябрь. Среднемноголетняя температура воды на поверхности бассейна, напротив, имеет максимум в августе, а минимум достигается в марте.

Приведенная на Рис. 2 карта построена по дрейферным данным, осредненным за двадцатичетырехлетний период наблюдений с 1991 по 2014 г., однако весьма похожие картины течений получаются и при осреднении за "половинные" периоды – 1991–2002 и 2003–2014 гг., что свидетельствует о стабильности сложной картины течений в рассматриваемом районе океана и, в частности, двухструйном характере Норвежского течения.

В заключение следует еще раз отметить значительное влияние рельефа дна на направление поверхностных течений в рассматриваемом бассейне. Почти все описанные выше течения, включая Лофотенский вихрь, находятся согласно Рис. 2 под топографическим контролем.

SURFACE CURRENTS OF NORWEGIAN AND GREENLAND SEAS

Nikitin O.P., Kasyanov S.Y.

Description of surface currents in the Norwegian-Greenland basin is given on the basis of data, received from the oceanographic buoys-drifters traced from satellites for the last 24 years.

Литература

1. Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К. Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // «Вестник Санкт-Петербургского университета», серия 7 (Геология. География), вып. 2, 2014, с. 108–121.
2. Никитин О.П., Касьянов С.Ю., Музыка Г.В. Компьютерная информационно-справочная система «Поверхностные течения Мирового океана» // Труды ГОИН, вып. 209, 2005, с. 75-89.
3. Николаев Ю.В., Алексеев Г.В. (ред.). Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 128 с.
4. Lumpkin R., Pazos M. Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters: The instrument, its data, and some recent results // Lagrangian Analysis and Predictability of Coastal and Ocean Dynamics. A. Griffa et al., Eds., Cambridge University Press, 2007, p. 39-67.

5. Jakobsen P.K., Ribergaard M.H., Quadfasel D., Schmith T., Hughes C.W. Near-surface circulation in the northern North Atlantic as inferred from Lagrangian drifters: Variability from the mesoscale to interannual // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, No. C8, 3251.
6. Orvik, K. A., and P. Niiler, Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic // *Geophys. Res. Lett.*, 2002, v. 29, No. 9, 1896.

О ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЗОВСКОГО МОРЯ ПРИ ПОВЫШЕНИИ УРОВНЯ МОРЯ

Филиппов Ю.Г.

В работе рассмотрены некоторые вопросы, связанные с возможными изменениями берегов юго-восточной части Азовского моря и их районирование по условиям подтопления при повышении уровня моря.

Колебания уровня в Черном и Азовском морях определяются изменчивостью уровня Мирового океана, климатическими и сезонными изменениями температурного и водного баланса бассейна и сгонно-нагонными процессами.

Уровень Мирового океана, по имеющимся данным, за последние 100 лет поднялся примерно на 20,3 см, т.е. уровень поднимался в среднем со скоростью 2,03 мм/г.

В работе [5] было рассмотрено изменение уровня в 20 пунктах Черного моря с 1874 по 1991 гг. Получено, что, начиная с 20-годов прошлого века, интенсивность подъема уровня оценивалась величиной $1,83 \pm 0,007$ мм в год, что, по мнению автора, находится в хорошем соответствии с интенсивностью роста уровня Северной Атлантики. По нашим расчетам, выполненным на основании данных об уровне только по станциям восточного побережья Черного моря, с 20-х годов прошлого века по 1985 год увеличение уровня составляло также 1,82 мм/год. Таким образом, данные о долгопериодном изменении уровня на российском побережье Черного моря достаточно точно характеризовали изменение среднего уровня всего моря, а также близки к результатам расчетов изменения уровня Мирового океана.

Подъем уровня Мирового океана обусловлен климатическими изменениями. В частности, он связан с потеплением и ростом увлажненности климата и начался практически синхронно с подъемом средней годовой интегральной температуры Северного полушария.

Периоды основных долгопериодных колебаний уровня Черного, Азовского морей и Мирового океана также близки. Наши расчеты периодограмм по длительным рядам наблюдений за уровнем в прошлые годы показывают, что среднегодовой уровень Черного моря имеет статистически достоверные колебания с периодами 2,4; 3,6; 4,8. Близкие к этим периоды отмечаются и в среднегодовых колебаниях уровня (5; 4,2; 3,6 и 2,4 года) Азовского моря. Исследование периодограммы, построенной по данным об

уровне океана в районе Бреста, показало наличие статистически достоверных колебаний с периодом 2,2–2,4 и 3,3–3,6 лет, что подтверждает связь средних значений уровня Черного и Азовского морей с уровнем океана.

Наиболее полно характеризовать прогнозы уровня Мирового океана должны гидродинамические модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). В рамках подготовки Четвертого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) был организован проект по анализу расчетов климата различными моделями при заданных концентрациях парниковых газов и аэрозолей и трех различных сценариев антропогенного воздействия на глобальный климат. Полученные оценки повышения среднего уровня Мирового океана показывают, что в конце XXI века повышение уровня может составить от 0,19 м до 0,50 м при увеличении антропогенного влияния на климат планеты [7]. Здесь же указано, однако, что подъем уровня океана может быть и больше, так как в данное время еще недостаточно изучены динамические процессы в ледниковых щитах Гренландии и Антарктики.

На Рис. 1 приводятся осредненные данные прибрежных наблюдений за уровнем на гидрометеостанциях и постах юго-восточного побережья Азовского моря за 90 лет со времени начала стабильных наблюдений.

Тренд уровня на этом рисунке описывается уравнением:

$U = 0.2277 * X + 465,43$, что показывает увеличение среднего уровня моря на величину порядка 0.23 см/г., т.е. рост среднего уровня на 23 см на конец столетия.

Однако, деформация морских берегов определяется не столько средне-многолетними процессами, сколько величиной максимального среднегодового и сезонного уровней, штормовой активностью данного года.

Наибольший возможный долгопериодный (H_{\max}) подъем уровня Азовского моря в конце XXI века можно рассчитать по формуле:

$$H_{\max} = H_0 + H_{\text{ст}} + H_{\text{сез}}$$

где H_0 – подъем уровня, обусловленный изменением уровня океана (Рис. 1), $H_{\text{ст}}$ – максимальный подъем (21 см в 1941г.) среднегодового уровня над H_0 , $H_{\text{сез}}$ – сезонные изменения уровня, амплитуда колебаний которых обусловлена в основном стоком рек и испарением и имеет величину порядка 10см. Отсюда, на конец века получаем $H_{\max} = 23\text{см} + 21\text{см} + 10\text{см} = 54\text{см}$. Заметим, что расчеты по МОЦАО определяют только величину H_0 , так что согласно указанным выше оценкам его изменчивости [7], H_{\max} может составлять от 0,5 м до 0,81 м. Поэтому, полагая, что антропогенное влияние на уровень океана в дальнейшем скорее всего будет увеличиваться, примем средний подъем уровня Азовского моря к концу века равным 0,5 м, а максимальный – 1 м.

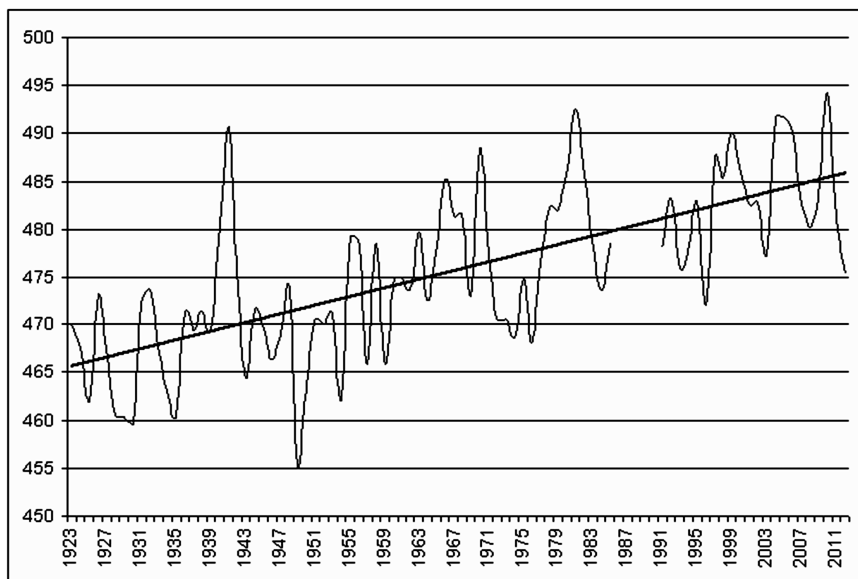


Рис. 1. Изменение среднегодового уровня Азовского моря за период 1923–2012 гг., полученного по наблюдениям в пунктах Таганрог, Приморско-Ахтарск, Ейск и Темрюк.

Для оценки изменения нагонных повышений уровня в условиях увеличения среднего уровня моря на 50 см и 1 м были выполнены соответствующие расчеты для ветров нагонных направлений на срок 24 ч, которые показали, в целом, уменьшение нагонов.

В работе использованы исследования В.Ю. Визе [1], П.А. Каплина и др. [2], Каталог наблюдений...[3], В.А. Мамыкиной, Ю.П. Хрусталева [4], А.О. Селиванова [6], В.М. Шахина и др. [8], Данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек ФГБУ СЦГМС ЧАМ, расчеты и наблюдения автора.

Значительная часть побережья Азовского моря подвергается постоянному разрушению. На Рис. 2 представлена схема районирования берегов юго-восточной части побережья Азовского моря по темпам разрушения, современного и прогнозируемого подтопления с указанием пунктов морских наблюдений.

Линии вдоль побережья с номерами от 1 до 10 показывают районы с определенными особенностями природного характера и хозяйственного значения, аналогично выполненным в работе [6].

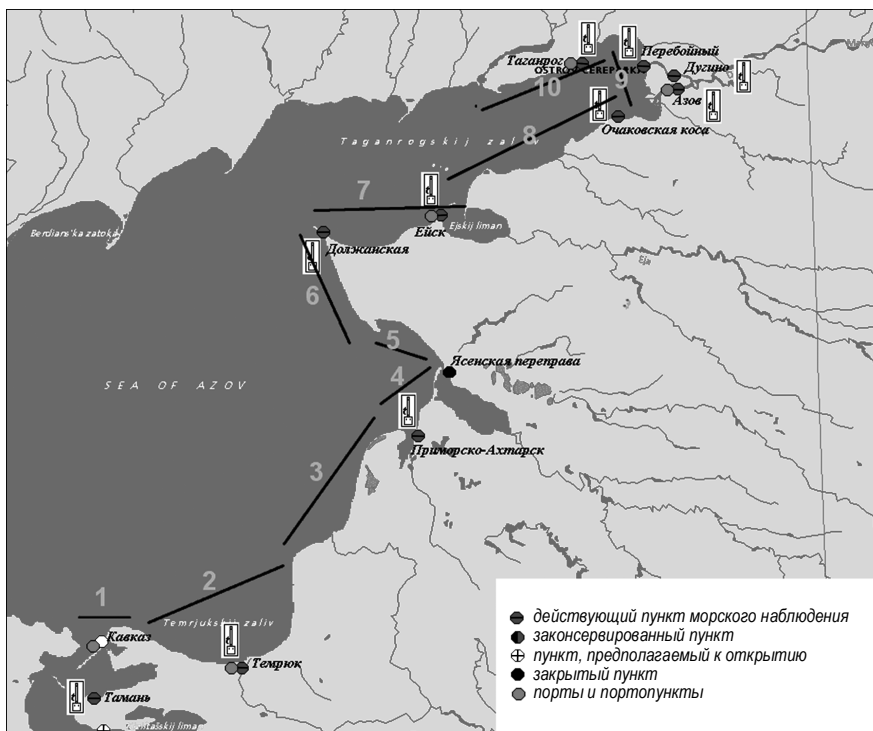


Рис. 2. Схема юго-восточной части Азовского моря с пунктами наблюдений и указанием выбранных геоэкологических районов побережья.

Район 1 включает Керченский пролив с крупным портом Керчь и приемным пунктом паромной переправы портом Кавказ, косу Чушка и берега Таманского полуострова. Коса Чушка имеет ширину от 150 до 700 м, протяженность 17 км и состоит из песчано-ракушечного материала. По косе проходит железная дорога до порта Кавказ. При нагонах повторяемостью 3–5 лет корневая часть косы подвергается затоплению. В октябре 1969 г. при шторме коса Чушка была покрыта слоем воды около 1 метра.

Ниже представлен рисунок, показывающий график изменения среднего годового уровня моря за период наблюдений в п. Керчь, максимальные и минимальные наблюдаемые значения уровня в эти годы. Все высоты (см) отсчитываются относительно принятой в 1977 г. Главной высотной основы (ГВО) СССР.

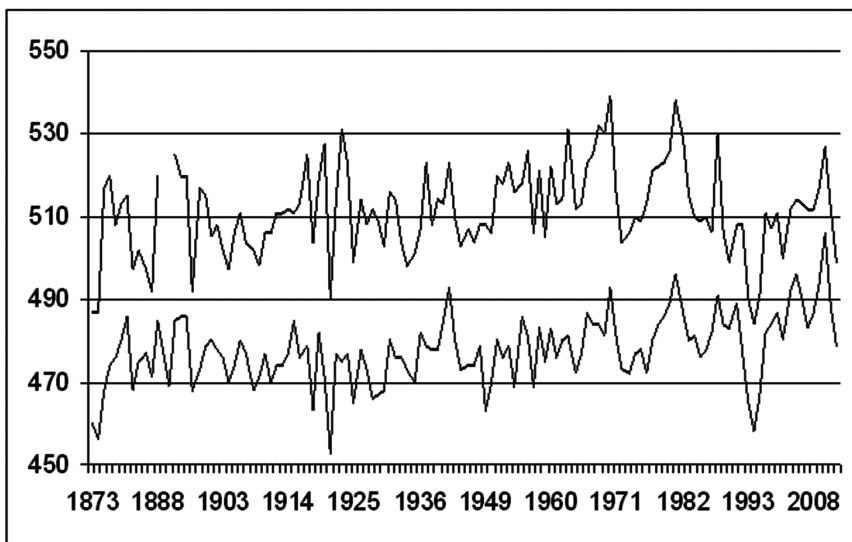


Рис. 3. Максимальные (верхняя кривая) и среднегодовые значения наблюдаемого уровня моря в п. Керчь за период с 1873 г. по 2012 г. в системе Главной высотной основы.

За период наблюдений средний уровень моря в п. Керчь с годами увеличивался. До 1945 г. скорость увеличения уровня составляла 0,05 см/г, за последующий период – 0,19 см/г. Максимальное значение уровня в Керчи было зафиксировано в 1970 г. и составило 539 см, минимальное значение 334 см было отмечено в 1969 г.

Расположенные в Керченском проливе косы Чушка и Тузла являются аккумулятивными образованиями, сложенными из наносов, движущихся под влиянием волн и течений вдоль Таманского полуострова.

При повышении уровня Азовского моря на 50см велика вероятность размыва косы Тузла, как это было до 30-х годов XIX века [1]. При подъеме уровня моря на 1м Таманский п-ов превратится в архипелаг небольших островов, будут затоплены косы Тузла, Маркитанская и Рубанова. Коса Чушка будет подвергаться разрушению из-за дефицита наносов из дельты Кубани.

Район 2 включает берега Темрюкского залива и характеризуется как низменными размываемыми, так и оползневыми процессами на возвышенных участках. Здесь располагается древняя и современная части дельты р. Кубань, образующие лиманы и плавни, затопляемые практически ежегодно в результате нагонов и при высоких половодьях. Опасности подвергаются г. Темрюк и другие населенные пункты.

Во время нагона в октябре 1969 г. ширина зоны затопления составила 15–17 км, были человеческие жертвы, произошли значительные разрушения, были уничтожены рисовые поля. На рисунке приводятся результаты наблюдений уровня (см) в п. Темрюк в системе ГВО.

Из рисунка видно, что среднемноголетнее значение уровня моря в п. Темрюк по данным за 1910–2012 гг. растет. Скорость роста составляет 3,2 мм/год. Максимальные штормовые уровни в среднем растут несколько быстрее – 4,1 мм/год, что связано с усилением штормовой деятельности с северных направлений в последние 50 лет. Так, если в прошлое пятидесятилетие значительный (более 600 см) нагон был отмечен в 1914 г. (611 см) и 1963 г. (625 см), то в последнее пятидесятилетие, кроме катастрофического шторма 1969 г (793 см), такие нагоны отмечались в 1981 г. (621 см), 1982 г. (649 см), 1998 г. (658 см), 1999 г. (617 см).

Для пункта Темрюк на основе расчетов по методу Лангбейна были получены следующие вероятностные характеристики штормового подъема уровня (относительно его среднего значения за эти годы 478 см ГВО): 1 раз в 100 лет – 315 см, 1 раз в 50 лет – 185 см.

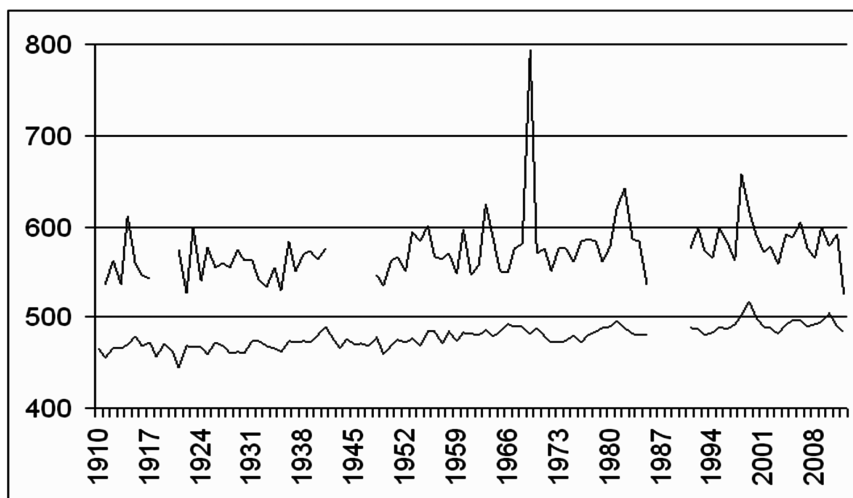


Рис. 4. Графики изменения средних годовых (нижняя кривая) и максимальных годовых (верхняя кривая) значений уровня по наблюдениям в п. Темрюк (1910–2012 гг.).

При увеличении среднего уровня моря на 0,5 м и 1 м и при северных ветрах величины нагонов в море в районе Темрюка уменьшаются на 5–7 %.

Район 3 (Рис. 2) включает северо-восточную часть дельтовой равнины р. Кубань от р. Протока до Ахтарского лимана. Он представляет собой от-мелый подводный склон и низменный берег, интенсивно используемый для рисосеяния. При подъеме уровня моря на 1 метр и при нагонах 1 м ширина затопления может составить 20–25 км. В дельте реки Кубань возможно затопление более 900 кв. км суши.

Район 4 (Рис. 2) охватывает Ахтарский лиман, г. Приморско-Ахтарск, Ясенскую косу и Бейсугский лиман. Район характеризуется значительным развитием абразионных процессов. Ахтарский лиман мелководен. Подъем уровня угрожает пос. Садки в вершине залива.

Среднегоголетний уровень моря в районе г. Приморско-Ахтарск растет со скоростью 1,73 мм/г. Город расположен на уступах и на протяжении почти 4 км защищен бетонным откосом, системой бун и искусственными пляжами. Однако, при подъеме уровня моря бетонные сооружения будут мало эффективными. Разрушение уступов и подъем уровня и сейчас приводят к ущербу хозяйственным объектам, расположенным вблизи берега. К концу века берег в районе Приморско-Ахтарска может отступить от 300 до 500 м. Для защиты города требуется расширение гравийно-галечного пляжа.

Максимальный подъем уровня при нагоне произошел в 2014 г. и составил 690 см. Заметим, что критическая отметка уровня при нагоне здесь равна 530 см. С увеличением среднего уровня моря на 0.5 м и 1 м при нагонных западных ветрах величины нагонов в Приморско-Ахтарске уменьшаются примерно на 7 и 15 % соответственно.

Восточный и северный берега Бейсугского лимана представляют собой затопляемую низменную равнину. При подъеме уровня на 1 м на месте Ахтарского и Бейсугского лиманов образуются обширные морские заливы, будут затоплены три станицы на берегах Бейсугского лимана.

Ясенская коса имеет ширину от 200 м до 2 км, покрыта лугово-солончаковой растительностью и частично затопливается при нагонах. При подъеме уровня на 1 м коса будет полностью разрушена волнением.

Район 5 (Рис. 2) включает берег Азовского моря от Ясенской косы до косы Камышеватской.

Побережье здесь покрыто луговой и злаковой растительностью и довольно стабильно.

При подъеме уровня моря произойдет ухудшение качества и сокращение сельскохозяйственных земель, составляющих до 75% площади.

Район 6 (Рис. 2) – побережье моря от косы Камышеватской до косы Долгой подвергается интенсивному размыву из-за волнения. Коса Камышеватская интенсивно размывается, через 100 лет берег здесь уйдет от мо-

ря на расстояние около 500 м. Ожидается разрушение более 200 га черноземных земель на каждый километр побережья. В корневой части косы Долгой расположена станица Должанская, высота косы 3–3,5 м, к северо-западу продолжается серией островов. Коса размывается со скоростью 1,8 м/г с юго-западной стороны и 4 м/г с северо-восточной.

В значительной степени при подъеме уровня будут уничтожены знаменитые Кубанские плавни с их уникальной флорой и фауной.

Район 7 (Рис. 2) – это побережье Таганрогского залива от косы Долгой до косы Ейской. Берег здесь высокий (до 18 м), но подвержен разрушению от волнения. Скорость разрушения берега от косы Долгой до косы Ейской увеличивается от 0,5 до 2,2 м/г.

В корневой части Ейской косы расположен г. Ейск, защищенный от моря глыбовой отсыпкой и волноотбойной стенкой. Высота косы составляет 1,5–2 м и подвергается затоплению при нагонах и сезонном подъеме уровня. Среднемноголетняя скорость роста уровня в г. Ейске составляет 1,75 мм/г. Максимальный подъем уровня наблюдался в Ейске в сентябре 2014 г. и составил 656 см. При увеличении среднего уровня моря на 0,5 м и 1 м и при нагонном западном ветре величины нагонов в Ейске уменьшатся в среднем на 8 и 16 %.

В вершине Ейского лимана располагается низменная равнина с тремя станицами, которые будут затоплены при подъеме уровня в результате нагонов при увеличении среднего уровня моря. Ейский лиман превратится в широкий морской залив. В условиях подъема уровня моря бетонные берегозащитные сооружения г. Ейска будут малоэффективны и потребуют полной реконструкции.

Район 8 (Рис. 2) расположен от северного берега Ейского лимана до Очаковской косы и далее до южной границы дельты р. Дон и состоит из береговых уступов высотой от 5 до 45 м. Высота кос составляет 1,5–2 м, поэтому они и в настоящее время периодически подвергаются затоплению. Берега отступают со скоростью 1–1,5 м в год и, кроме того, подвержены оползням. Рекреационные объекты на Очаковской косе находятся под угрозой затопления.

Район 9 (Рис. 2) включает дельту Дона, имеет крайне отмелый характер, подвергается затоплению и используется в основном для рисосеяния. Затоплению периодически подвергается полоса шириной до 10–15 км, включая г. Азов и села Рогожкино и Недвиговка. Площадь затопления в дельте Дона с поднятием уровня моря на 1 м может составить 200 км², произойдет полное разрушение существующих экосистем, сократится рыбопродуктивность прибрежных вод.

Район 10 (Рис. 2) расположен севернее дельты Дона до Миусского лимана. Высота берегов здесь изменяется от 5 до 40 м, они отступают от моря со скоростью 0,5–1,2 м в год. Косы Куричьа, Петрушина и Беглицкая заливаются во время высоких нагонов. Город Таганрог защищен от нагонов сооружениями в виде откосной стенки и свободного пляжа, однако требуется их реконструкция. В условиях подъема уровня в его окрестностях скорость отступления берега может достигнуть 5–7 м/г., т.к. урбанизация здесь приводит к усилению оползневых процессов. Среднегодовое увеличение скорости роста уровня моря в районе Таганрога составляет 1,94 мм в год.

Размах нагонных колебаний уровня в Таганрогском заливе Азовского моря может быть более пяти метров. Наиболее сильный подъем уровня был отмечен в сентябре 2014 г. и составил по инструментальным наблюдениям 796 см при критической отметке 586 см.

С увеличением средней глубины моря на 50 и 100 см величина нагона в море в районе Таганрога изменяется в пределах 7–10 % как в положительную, так и в отрицательную стороны. Однако, при длительных ветрах (до 36 ч.) относительное уменьшение нагона с ростом среднего уровня моря может достигать величины порядка 20–25 %.

About possible variations in nearshore zone of the South-Eastern part of the Azov Sea as related to the sea level elevation

Philippov Ju. G.

Some matters concerning the South-Eastern Azov Sea coastal zone orographic variability as well as its regioning in relation to sea level elevation are discussed.

Литература

1. Визе В.Ю. Историческое прошлое наносных образований в Керченском проливе, в особенности косы Тузла // Известия Центрального гидрометеорологического бюро, М., Вып. VII, 1927, с.129–167.

2. Каплин П.А. и др. Прогноз развития береговой зоны морей России в условиях повышения их уровня и потепления климата// Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке, М., ГЕОС, 2001 с.16–28.

3. Каталог наблюдений над уровнем Черного и Азовского морей. Севастополь, ГОИН, Севастопольское отделение 1990, 266 с.

4. Мамыкина В.А., Хрусталеv Ю.П. Береговая зона Азовского моря. Ростов-на-Дону, Изд-во Рост. ун-та, 1980, 174 с.

5. Рева Ю.А. Межгодовые колебания уровня Черного моря // Океанология, 1997, т. 37, N.2, с. 211–219.

6. Селиванов А.О. Береговая катастрофа на Азовском море. Миф или реальная угроза, М., ГЕОС, 2001, 84 с.

7. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. Т.1. Изменение климата. М., Росгидромет, 227 с.

8. Шахин В.М.и др. Современное состояние береговой зоны и берегозащитных сооружений Черного и Азовского морей в пределах Краснодарского края// Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке, М., ГЕОС, 2001, с. 423–429.

ИЗМЕНЕНИЕ СРЕДНИХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ ВОДНЫХ МАСС В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ НИЖЕ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ

Краюшкин Е.В., Демидов А.Н., Калашиникова Н.А.

По данным повторяющихся судовых трансатлантических разрезов в Южной Атлантике показано, что основные климатически значимые водные массы региона имеют разнонаправленные тенденции многолетнего изменения средней температуры и солёности с начала XX века. Приведен расчет многолетнего изменения средней температуры и солёности вод, а также приведена оценка качества данных судовых измерений начала и середины XX века для изучения изменчивости Мирового океана на климатическом масштабе.

Введение

За последнее время большой научный интерес проявляется к проблеме глобального изменения климата Земли. Значительное установленное увеличение средней температуры поверхности планеты во многом объясняется естественными колебаниями климатической системы Земли. С момента открытия глобального межконтинентального конвейера все большая роль в глобальных изменениях климата отводится Мировому океану, способному длительное время консервировать климатический сигнал в толще вод.

Большинство современных опубликованных работ по изучению многолетнего изменения температуры и солёности водных масс глубинной и промежуточной структурной зоны Мирового океана основываются на данных климатических атласов Мирового океана, имеющих ряд существенных недостатков. В методике определения средней температуры и солёности водной массы по данным климатических атласов присутствуют ошибки интерполяции в узлы регулярной сетки, а также ошибки при сопоставлении результатов измерений, полученных при помощи обрывных ХВТ измерителей и других несовершенных средств океанографических измерений [7].

В настоящее время активно разрабатывается метод оценки вековых изменений температуры и солёности вод с применением натуральных экспедиционных измерений на повторяющихся океанографических разрезах [3,5,6]. В работе [6] по данным судовых измерений показано, что на фоне общего потепления поверхностной и промежуточной структурных зон Атлантического океана средние значения температуры глубинных и донных вод имеют тенденцию к уменьшению. По результатам эксперимента в Экватори-

альной Атлантике [11] показано, что Антарктические донные воды испытывают незначительное уменьшение температуры в начале XXI в.

Сейчас не существует единого мнения о характере многолетнего изменения температуры и солености глубинных и промежуточных вод как Мирового океана в целом, так и Атлантического в частности. В большинстве опубликованных работ выявлено потепление всей толщи вод Атлантического океана [3,9,10], однако в некоторых исследованиях [6,11] показано, что с начала XX века и по настоящее время, тенденции изменения средней температуры отдельных глубинных слоев Мирового океана не согласуются с общим выявленным трендом.

Данные и методы исследования

В работе рассмотрены основные водные массы Южной Атлантики: Антарктическая промежуточная (ААПВ), Северо-атлантическая глубинная (САГВ) и Антарктическая донная (ААДВ). ААПВ формируется на периферии субантарктического фронта в южном полушарии во всех океанах. ААПВ в Южной Атлантике повсеместно отождествляется с минимумом солености и максимумом содержания биогенных элементов [1,12].

САГВ в Южной Атлантике представляет собой продукт смешения и трансформации вод, периодически опускающихся в море Лабрадор и более плотных вод, поступающих в Атлантический океан через Исландско-Шетландские, Фареро-Шетландские пороги и Датский пролив. Смешиваясь и распространяясь на юг, они испытывают существенное влияние Средиземноморских вод и в итоге консолидируются в единую водную массу с отличным локальным максимумом солености в ядре [12].

АДВ в Южной Атлантике к северу от 30–40° ю.ш. представляет собой собирательное название смеси наиболее плотных вод открытой части Мирового океана – глубинных вод моря Уэдделла и Нижней циркумполярной глубинной водной массы. ААДВ имеет пониженную соленость и минимальное значение температуры вод у дна [1,12].

Границы водных масс в регионе исследования определялись методом локализации максимальных вертикальных градиентов температуры и солености вод в поле нейтральной плотности (γ_n) на разрезах WOCE. Установлено, что ААПВ расположена в слое с $\gamma_n = 27,25–27,76$; САГВ – $\gamma_n = 27,76–28,16$ в западном бассейне Атлантического океана. ААДВ расположена в западном бассейне глубже изопикнической поверхности $\gamma_n = 28,16$. В работе рассмотрен западный бассейн Южной Атлантики с точки зрения более ярко выраженного положения основных водных масс и отсутствия в районе исследования дополнительных орографических преград, осложняющих распространение глубинных и донных вод.

Расчет средних значений термохалинных характеристик водных масс проводился по данным трансатлантических разрезов, выполненных в Южной Атлантике в пределах широтных интервалов $8-11^{\circ}$ ю.ш. и $22-24^{\circ}$ ю.ш. (Рис. 1).

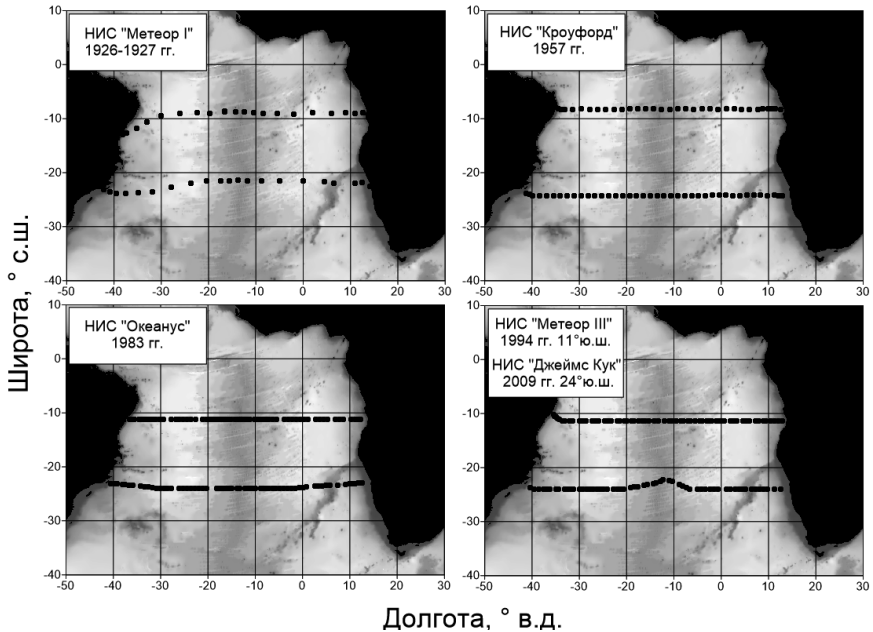


Рис. 1. Схема выполнения трансатлантических разрезов в южной части Атлантического океана.

В пределах интервала $8-11^{\circ}$ ю.ш. было выполнено 4 трансатлантических разреза: на научно-исследовательских судах (НИС) «Метеор I» в 1927 г., «Кроуфорд» в 1957 г. в течение Международного Геофизического Года (МГГ), «Океанус» в 1983 г. и в 1994 г. на НИС «Метеор III» в рамках международного проекта «World Ocean Circulation Experiment» (WOCE). В широтном интервале $22-24^{\circ}$ ю.ш. также были выполнены 4 разреза: на НИС «Метеор I» в 1926 г., «Кроуфорд» в 1957 г. в ходе МГГ, «Океанус» в 1983 г. и в 2009 г. на НИС «Джеймс Кук» в рамках WOCE. Все представленные данные находятся в открытом доступе в базе данных World Ocean Database 2009 (WOD09) [4].

В ходе экспедиций в начале века на НИС «Метеор I» температура в толще вод определялась при помощи пары опрокидывающихся термомет-

ров, срабатывавших одновременно, с градуировкой через 0,05 °С для измерений в глубинной части профиля. Пробы воды отбирались батометрами Нансена, а величину солености определяли методом титрования азотнокислым серебром с погрешностью $\pm 0,01\%$ [6]. Измерения температуры на НИС «Кроуфорд» и "Океанус" также проводили при помощи опрокидывающихся термометров с погрешностью $\pm 0,01^\circ\text{C}$, а погрешность измерения солености с использованием титрования составляла $\pm 0,005\%$ в диапазоне солености 34,0–36,0‰ [8]. Измерения в конце XX начала XXI в. с использованием современных СТД-зондов и стандартизированных методик отбора проб, а также единой шкалы зависимости удельного сопротивления датчиков зонда от температуры и электропроводности вод (Международная шкала температуры 1990 г. – (МШТ-90) и Шкала практической солености 1978 г. – (ШПС-78)) позволили уменьшить погрешности измерений температуры до $\pm 0,002^\circ\text{C}$, солености – $\pm 0,003$ епс (единицы практической солености) [6]. Смена методики измерений солености от прямого определения массы солей, содержащихся в морской воде, к косвенному определению через электрическое сопротивление чувствительного элемента повлекла за собой смену единиц измерения солености от промилле к единицам практической солености.

Методика определения среднего значения температуры и солености вод в пределах водной массы, ограниченной изопикническими поверхностями нейтральной плотности, разработана в работе [2]. Методика интерполяции и экстраполяции океанологических полей, основанная на использовании метода крайкинг с заранее определенными оптимальными параметрами, позволяет переходить от неравномерных полей распределения океанологических величин (получаемых в ходе выполнения океанологического разреза) к равномерным полям, позволяющим производить прямой расчет средних величин. Помимо расчета средних значений океанологических величин в пределах водной массы отдельно определялась ошибка, возникающая за счет сопоставления отличных методик измерения параметров вод в разные эпохи и из-за несовпадения траекторий трансатлантических разрезов в отдельные годы [2]. В конечном результате средние значения температуры и солености водных масс приводились к 8°ю.ш. и 24°ю.ш. с учетом широтно-го градиента.

Результаты и обсуждение

Результаты расчетов многолетнего изменения средних значений температуры и солености изучаемых водных масс представлены на Рис.2. В слое ААПВ в западном бассейне наблюдается устойчивый рост температуры вод на обоих широтных интервалах. На 8°ю.ш. прослеживается тенденция к увеличению средней температуры вод с 1926 по 1994 г. на $+0,279\pm 0,01^\circ\text{C}$

для 24° ю.ш. также наблюдается увеличение средней температуры ААПВ на $+0,124 \pm 0,01^\circ\text{C}$ с 1926 по 2009 г. в расчете на 100 лет. Изменение солёности в ААПВ не имеет явно выраженного тренда, однако на обоих параллелях характер изменения одинаков – в последнее столетие средняя солёность вод увеличилась незначительно на $+0,019 \pm 0,01$ епс на 8° ю.ш. и на $+0,022 \pm 0,01$ епс на 24° ю.ш.

Изменение средней температуры САГВ в западном бассейне не имеет явно выраженной тенденции и находится в пределах погрешности. Изменение солёности САГВ лежит в пределах точности определения среднего значения, что не позволяет говорить об опреснении или осолонении вод на обоих параллелях.

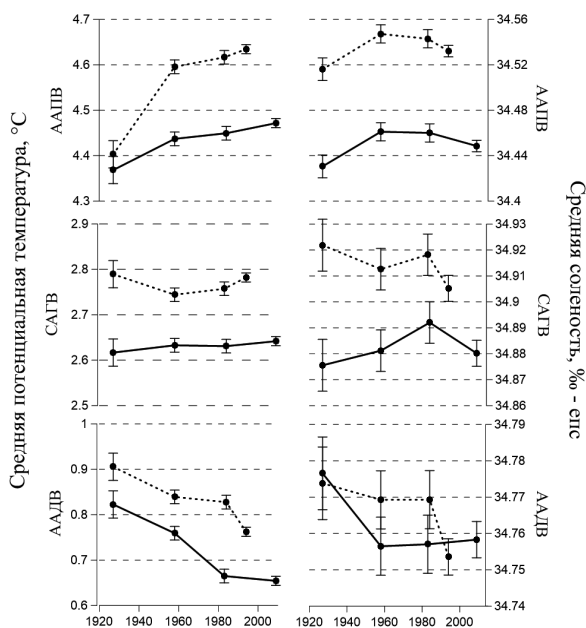


Рис. 2. Многолетнее изменение температуры и солёности Антарктической донной (ААДВ), Северо-атлантической глубинной (САГВ) и Антарктической промежуточной (ААПВ) водных масс в западном бассейне Южной Атлантики.

ААДВ имеет явно выраженную тенденцию к уменьшению средней температуры с начала XX века на обоих разрезах. На 24° ю.ш. уменьшение температуры произошло на $-0,172 \pm 0,01^\circ\text{C}$, а на 8° ю.ш. на $-0,203 \pm 0,01^\circ\text{C}$. Солёность ААДВ в отличие от температуры вод не имеет четко выраженной тенденции изменения и расположена в пределах точности определения среднего значения.

По результатам работы показано, что водные массы антарктического происхождения имеют различные тенденции в изменении средней температуры воды. Наиболее плотные воды – Антарктическая донная водная массы, испытывает значительное уменьшение температуры с начала XX века на обоих параллелях, причем тренд на уменьшение имеет квазилинейный характер. Однако, слой Антарктической промежуточной водной массы имеет тенденцию к увеличению средней температуры. Рост температуры также имеет квазилинейный характер, определенный во время всех 4 экспедиций. Результаты расчетов согласуются с ранее опубликованными результатами [3,5,11], использующими отличные методики расчета. Выявленные тенденции в изменении средних значений температуры вод можно объяснить несколькими причинами: во-первых, изменением климатических условий в районе образования водной массы и способностью водных масс нести в себе "законсервированный" климатический сигнал тех атмосферных условий, которые были в момент их образования. Однако, помимо изменения климатических условий на многолетнее изменение средней температуры и солености промежуточных, глубинных и донных вод могут влиять косвенные причины, а именно: разная скорость и время распространения воды от источника образования до исследуемого региона, а также интенсивность трансформации вод глубинной части Мирового океана в процессе перемешивания с окружающими водными массами.

Изменение температуры Северо-атлантической водной массы незначительно и не имеет ярко выраженного характера. Во многом это определяется тем, что источник образования САГВ расположен относительно далеко от исследуемого региона, и воды САГВ сильно трансформируются из-за смешения с другими водными массами в процессе распространения в системе глобального конвейера. Другая причина заключается в том, что САГВ представляет собой сложную смесь вод различного происхождения, которые, в свою очередь, могут нести климатический сигнал обратных знаков.

Изменение средней солености изучаемых водных масс на обоих параллелях расположено в пределах погрешности определения среднего значения, что не позволяет использовать исторические массивы данных для этой цели.

Работа выполнена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации "Русское географическое общество" и грантов РФФИ № 14-05-31438, 13-05-00972, 14-05-00841.

Deep and intermediate water mass mean temperature and salinity variability in the western basin of the South Atlantic

Krayushkin E.V., Demidov A.N., Kalashnikova N.A.

Based on in situ transatlantic data in the South Atlantic different trends of long-term variability in mean temperature and salinity of the main intermediate and deep water mass are shown. Calculation of the long-term variability carried out on the historical bottles data from RV cruises started in the beginning and middle of the XX century as well as providing estimation of its quality for analysis of the World Ocean Climate.

Литература

1. Демидов А.Н. О выделении промежуточных и глубинных водных масс в Южной Атлантике // *Океанология*. 2003. Т. 43, № 2. с. 165–175.
2. Краюшкин Е.В., Демидов А.Н. Глобальное изменение термohалинных характеристик промежуточных, глубинных и донных водных масс в Южной Атлантике // *Вестн. Моск. Ун-та, сер. 5. География*. 2014. № 2. с. 32–40.
3. Arbic B., Owens B. Climatic Warming of Atlantic Intermediate Waters // *J. of physical oceanography*. 2001. Vol. 14. p. 4091–4108.
4. Boyer T. P., Antonov J.I., Garcia H. et al. World ocean database 2009. 1. Introduction, NOAA Atlas NESDIS. 2009. Vol. 66. Silver Spring, Md. WOD2009.
5. Cunningham S.A., Alderson S. Transatlantic temperature and salinity changes at 24.5 N from 1957 to 2004 // *Geophys. res. lett.* 2007. Vol. 34. L14606, doi:10.1029/2007GL029821.
6. Gouretski V., Jungclaus J.H., Haak H. Revisiting the Meteor 1925–1927 hydrographic dataset reveals centennial full-depth changes in the Atlantic Ocean // *Geophys. res. lett.* 2013. Vol. 40. p. 1–6. doi:10.1002/grl.50503.
7. Gouretski V., Koltermann K. How much is the ocean really warming? // *Geophys. res. lett.* 2007. Vol. 34. L01610, doi:10.1029/2006GL027834
8. Fuglister F. C. Atlantic Ocean Atlas from the International Geophysical Year of 1957–1958, Woods Hole press. Vol. 1. 1960
9. Levitus S. Interpentadal variability of temperature and salinity in the deep North Atlantic, 1970–1974 versus 1955–1959 // *J. geophys. res.* 1989. Vol. 94. № C11. p.16-125. doi:10.1029/JC094iC11p16125

10. Levitus S., Antonov J. I., Boyer T. P. et al. World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010 // *Geophys. res. lett.* Vol. 39. L10603
11. Limeburner R., Whitehead J., Cenedese C. Variability of Antarctic bottom water flow into the North Atlantic // *Deep-Sea Res. II.* 2005. Vol. 52. p. 495–512
12. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean.* // Moscow. Springer. 2010. - 266 p.

ДОЛГОПЕРИОДНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Дианский Н.А., Степанов Д.В., Гусев А.В.

На основе результатов численного эксперимента по воспроизведению отклика циркуляции вод Японского моря (ЯМ) на атмосферное воздействие с 1958 по 2006 гг. проведен анализ ее долгопериодной изменчивости в Центральной котловине (ЦК) ЯМ. Установлено, что в течение климатического года эта циркуляция остается циклонической, усиливаясь в весенний и ослабляясь в осенний сезоны. Анализ средней относительной завихренности (СОЗ) на промежуточных горизонтах в ЦК ЯМ показал, что спектр ее межгодовой изменчивости формируется, главным образом, колебаниями с частотами $\sim 1/2.3$, $\sim 1/3.7$ (квази-четырёхлетнее колебание) и $\sim 1/4.7 \text{ год}^{-1}$, а в декадном диапазоне $\sim 1/9.5$ (декадная изменчивость) и $\sim 1/14.3 \text{ год}^{-1}$. С глубиной спектральный состав изменчивости СОЗ не изменяется, однако наблюдается заметное ослабление амплитуды декадной изменчивости, в отличие от квази-четырёхлетнего колебания. С помощью SVD-анализа установлены связи между изменчивостью ОЗ, вихрем напряжения ветра (ВНВ), а также потоками явного тепла. Показано, что квази-четырёхлетнее колебание в изменчивости циркуляции вызвано изменениями поля ВНВ, а декадная изменчивость циркуляции – результат совместного действия ВНВ и глубоководной конвекции, обусловленной зимним выхолаживанием.

Введение

В условиях меняющегося климата, оценка термического и динамического состояний Японского моря (ЯМ), его межгодовой и декадной изменчивости, а также прогноз возможных изменений этих состояний является актуальной научной и прикладной задачей, поскольку этот бассейн играет важную роль в формировании климатической изменчивости дальневосточного региона РФ. Ее частичное решение стало возможным сравнительно недавно благодаря накоплению достаточного объема натуральных данных по измерениям температуры (Лучин, 2008; Levitus S., Boyer T., Conckright M. et al., 1998). На их основе проведено исследование ее изменчивости на интервалах 30 и более лет, в деятельном и промежуточном слоях ЯМ (Лучин В.А., Новотрясов В.В., Степанов Д.В., 2010; Minobe S., Sako A., Nakamuro M., 2004). В результате анализа данных было установлено, что более 50% от общей дисперсии изменчивости температуры промежуточных вод ЯМ приходится на синхронные изменения с максимумом, расположенным в Центральной котловине (ЦК) ЯМ, а ее частотный спектр формируется, главным образом, вариациями с периодами 5, 8 и 13 лет.

Значительно меньше работ посвящено исследованию климатической изменчивости циркуляции ЯМ. Главная причина такого положения заключается в отсутствии длительных наблюдений за трехмерным полем скорости в ЯМ из-за ограниченных возможностей современных измерительных морских систем. Сбор даже ограниченного набора натуральных данных, особенно в глубинных слоях, связан с большими трудностями и высокими затратами. Поэтому современным инструментарием для исследования циркуляции морей и океанов является численное моделирование, которое в настоящее время переживает период интенсивного развития, обусловленное в первую очередь развитием вычислительных технологий. В частности, при анализе циркуляции ЯМ исследователи все чаще используют различные численные модели динамики океана. Так, в работе (Hirose N., Fukumori I., Kim C.-H., et al., 2005) представлены результаты моделирования межгодовой изменчивости циркуляции вод в приповерхностном слое ЯМ. В серии работ анализируется поле течений в отдельных районах моря. В работе (Isobe A., Isoda Y., 1997) рассматривается район ЦК ЯМ, в работе (Park J.H., Watts D.R., 2005) юго-западная часть моря, а в работе (Choi B., Haidvogel D.B., Cho Y.K., 2009) анализируется изменчивость субполярного фронта.

Среди основных проблем при моделировании межгодовой и декадной изменчивости основных характеристик вод Мирового океана и его отдельных акваторий на сегодня являются: учет все более мелких масштабов движения (высокое пространственное разрешение) и устойчивость решения на продолжительных интервалах времени. Модель INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) (Дианский, 2013), оказалась устойчивой при гидродинамических расчетах на временном интервале 30 и более лет, и позволяет использовать высокое пространственное вихре-разрешение (Дианский, 2013).

В настоящей работе на основе модельных расчетов проведен анализ циркуляции вод в северной части ЯМ и её климатической изменчивости как реакции на атмосферное воздействие с 1958 по 2006 гг., которое задавалось в соответствии с базой данных CORE (Common Ocean Research Experiment) (Griffies S.M., Winton M., Samuels B.L., 2004). Для этого, с помощью INMOM воспроизведена циркуляция ЯМ за указанный период. В северной части моря выявлены масштабы наиболее энергоёмких вариаций, формирующие спектр её межгодовой и декадной изменчивости на промежуточных горизонтах и в глубоководных слоях. На основе спектрального и SVD анализов установлены связи между климатической изменчивостью поля вихря напряжения ветра (ВНВ), потока явного тепла, потенциальной плотности и циркуляции вод в ЦК ЯМ. Рассмотрены два механизма, ответственные за формирование квази-четырёхлетних колебаний и декадной изменчивости циркуляции вод в северной части ЯМ, к которым относятся экмановская подкачка, индуцированная ВНВ, и глубоководная конвекция, вызванная зимним выхолаживанием.

Климатическая изменчивость циркуляции вод в северной части Японского моря

Для воспроизведения циркуляции вод ЯМ и ее изменчивости использовалась модель океана INMOM (Дианский, 2013), относящаяся к классу сигма-моделей. В ее основе лежит примитивная система уравнений гидротермодинамики океана, записанная в сферической системе координат, а по вертикали использующая т.н. сигма-координату (Дианский, 2013). Одним из преимуществ INMOM над другими моделями своего класса типа POM или ROMS (Lemari F., Kurian J., Shchepetkin A.F., et al., 2012) является возможность проводить расчеты на продолжительных интервалах времени (Гусев А.В., Дианский Н.А., 2014; Danabasoglu G., Yeager S. G., Bailey D., et al., 2014). Глобальный вариант этой модели используется в качестве океанического блока модели земной системы ИВМ РАН (Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В., 2013; Володин Е. М., Дианский Н. А., Гусев А. В., 2010). Этого удалось добиться путем использования сложного вида в сигма-системе координат оператора горизонтальной (изопикнической) диффузии и записанного в особой форме горизонтального градиента давления (Дианский, 2013). Указанные особенности модели позволяют исследовать отклик циркуляции вод как Мирового океана, так и его отдельных акваторий на атмосферное воздействие на масштабах более 30 лет.

Для расчета циркуляции вод ЯМ использовалась версия INMOM с горизонтальным разрешением $1/10^\circ$ по долготе и широте, а по вертикали задавались 15-сигма уровней со сгущением к поверхности моря. Топография дна была получена из данных ETOPO2 (2_minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2), 2006), сглаженная в соответствии с пространственным разрешением модели. Начальные поля температуры и солёности задавались в соответствии с данными атласа Левитуса (Levitus S., Boyer T., Conckright M. et al., 1998). Параметры атмосферного воздействия предписывались из данных CORE, подготовленные за период с 1958 по 2006 годы. Поскольку в данной работе анализируется влияние атмосферного воздействия на циркуляцию вод, учет взаимодействия ЯМ с Тихим океаном посредством расхода через проливы не проводился. Для учета тепло- и солевого обмена в районах Корейского, Сангарского, Татарского проливов, а также в проливе Лаперуза для потенциальной температуры и солёности использовались условия релаксации к климатическим значениям с характерным временным масштабом около 5-суток. Более подробное описание параметров модели, реализация и стратегия численного эксперимента представлены в работе (Степанов Д.В., Дианский Н.А., Новотрясов В.В., 2014).

При исследовании изменчивости гидродинамических полей необходимо определение фонового или климатического состояния изучаемого поля.

Обычно, под климатическим понимается поле, полученное в результате усреднения его временной реализации на интервале 30 лет. В настоящей работе усреднение поля скорости выполнено за весь интервал расчета продолжительностью 49 лет.

На Рис. 1а представлено модельное климатическое поле скорости в промежуточном слое от 500 до 1000 метров в северной части ЯМ, полученное в результате усреднения его реализации на интервале с 1958 по 2006 год (Степанов Д.В., Дианский Н.А., Новотрясов В.В., 2014). Как следует из рисунка, циркуляция в этой части моря представлена крупномасштабным циклоническим круговоротом. Его пространственная структура неоднородна. В ней проявляются несколько циклонических вихрей меньшего масштаба. Так, например, напротив Сангарского пролива наблюдается интенсивный циклонический вихрь с характерными масштабами от 100 до 200 км. Отметим, что на его северо-западной периферии отчетливо проявляется антициклонический мезомасштабный вихрь. В юго-западной части котловины наблюдаются два мезомасштабных циклонических вихря. С глубиной интенсивность динамики вод ослабевает, а также претерпевает изменение ее крупномасштабная структура. Отметим, что на промежуточных горизонтах и в глубоководных слоях квази-стационарная структура поля скорости формируется под влиянием особенностей топографии дна ЯМ (Козлов В.Ф., Макаров В.Г., 1996; Senju T., Shinb H.-R., Yoon J.-H., et al., 2005). Сравнение климатического поля скорости, рассчитанного с помощью модели INMOM, и восстановленного по данным натурных наблюдений (Senju T., Shinb H.-R., Yoon J.-H., et al., 2005), а также полученного с использованием других численных моделей (Платов Г.А., Голубева Е.Н., 2008) демонстрирует вполне адекватное соответствие между ними.

Далее в работе речь пойдёт, главным образом, о вертикальной составляющей вектора относительной завихренности (далее по тексту сокращённо – относительная завихренность (ОЗ)), важной характеристики циркуляции, знак которой определяет её циклональность. С использованием модельного поля скорости, полученного на интервале с 1958 по 2006 гг.,

рассчитывалось поле ОЗ по формуле
$$\omega = \left(\frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial (u \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right) / Rf_0$$
, где

u, v – зональная и меридиональная компоненты горизонтальной скорости, R – радиус Земли, а f_0 – параметр Кориолиса, величина которого соответствовала широте $43^\circ 5' N$. После расчёта поля ОЗ проводилось его усреднение по области D_H , ограниченной контуром Γ_H , проходящим по изобате

$H=3000 \text{ м}$, $\bar{\omega}_H = \frac{1}{S_H} \iint_{D_H} \omega_H \cos \varphi d\lambda d\varphi$, где S_H – площадь области D_H . Согласно теореме Стокса (Pedlosky, 1987) средняя относительная завихренность $\bar{\omega}_H$ (СОЗ) связана с циркуляцией C_H – осредненного течения вдоль контура Γ_H – линейным соотношением $\bar{\omega}_H = \frac{1}{S_H f_0} C_H$. Из которого следует, что спектры СОЗ и циркуляции имеют подобную структуру (Rhines P.B., Young W.R., 1982), т.е. масштабы изменчивости этих характеристик будут одними и теми же.

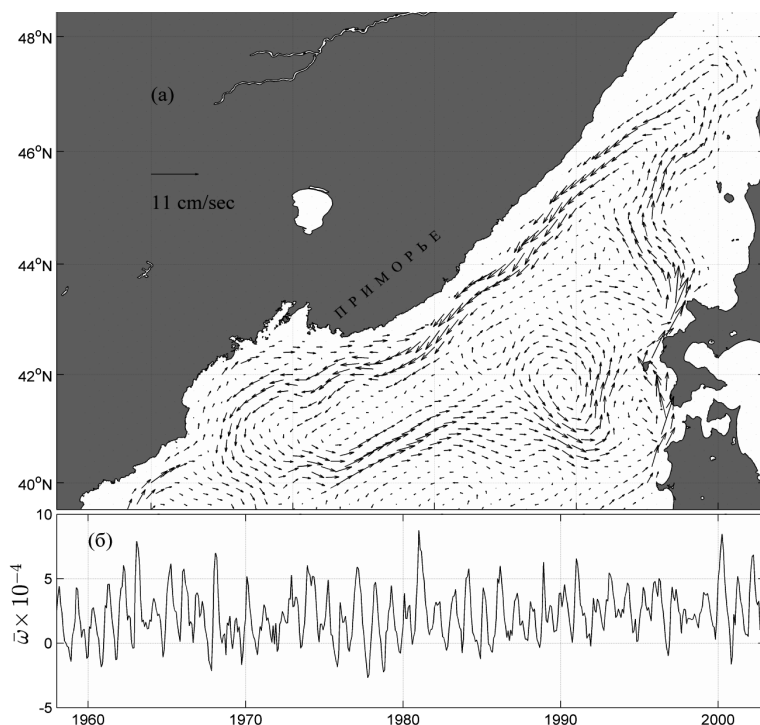


Рис. 1. (а) Климатическое поле скорости на промежуточных горизонтах (среднее в слое от 500 до 1000 м), усредненное на интервале с 1958 по 2006 год, в северной части Японского моря и (б) реализация среднемесячной средней относительной завихренности на промежуточных горизонтах (в слое от 500 до 1000 м).

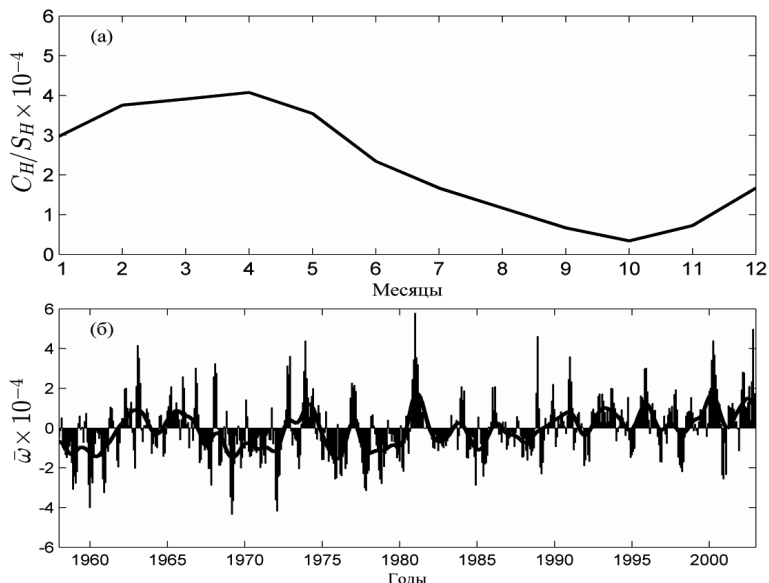


Рис. 2. Реализации (а) климатической среднемесячной (арабские цифры – номер месяца в году) и (б) среднемесячных аномалий средней относительной завихренности в Центральной котловине Японского моря в слое от 500 до 1000 м. Сплошной черной линией выделена межгодовая составляющая изменчивости среднемесячных аномалий средней относительной завихренности.

Перейдем к анализу изменчивости циркуляции вод северной части ЯМ, используя для этих целей СОЗ. На Рис. 2а представлена изменчивость климатической среднемесячной СОЗ в слое от 500 до 1000 метров в ЦК ЯМ. Согласно рисунку климатическая циркуляция в течение года остается циклонической; достигает наибольших значений в марте-апреле и ослабляется почти до нуля к октябрю, а затем вновь усиливается. Циклоничность климатической циркуляции на промежуточных горизонтах в ЦК ЯМ является прямым следствием влияния топографии дна (Козлов В.Ф., Макаров В.Г., 1996) и подтверждается данными натурных наблюдений (Senjyu T., Shinb H.-R., Yoon J.-H., et al., 2005), а также численными расчетами, выполненными с помощью других численных моделей океана (Isobe A., Isoda Y., 1997; Платов Г.А., Голубева Е.Н., 2008).

Для анализа состояний циркуляции в ЦК ЯМ во второй половине XX века проанализируем среднемесячные аномалии CO₂ в слое от 500 до 1000 метров относительно климатического фона. На Рис. 26 представлена временная реализация среднемесячных аномалий CO₂, а также ее межгодовая составляющая, полученная из исходных данных с помощью фильтра Тьюки с окном 2 года. Согласно полученным данным, циркуляция в ЦК в течение расчетного периода находилась в двух режимах. Начало первого режима приходится на конец шестидесятих годов прошлого столетия. Он характеризуется сильной неустойчивостью, которая проявляется в наличии смены знака аномалий в 1973–1975 гг., а также 1980–1982 гг. Второй режим характеризуется преобладанием фаз положительных аномалий среднемесячной CO₂. Его начало приходится на начало девяностых годов. В отличие от первого, второй режим, связанный с фазами положительных аномалий CO₂, более устойчив и достигает максимальных значений в 2000-х годах.

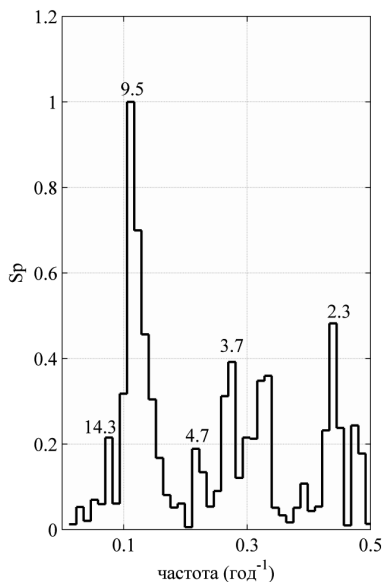


Рис. 3. Нормированная на максимальное значение спектральная плотность изменчивости средней относительной завихренности в Центральной котловине Японского моря на горизонте 500 метров. Цифрами отмечены периоды в годах.

Рассмотрим, особенности изменчивости циркуляции с ростом глубины, воспользовавшись спектрами CO₂ на горизонтах 500, 800, 1000 и 1500 метров. Отметим, что в настоящей работе для построения спектров применялась методика, изложенная в (Emery W.J., Thomson R.E., 1997), а число степеней свободы выбиралось из интервала от 2 до 10. На Рис. 3 представлена спектральная плотность временной изменчивости CO₂ на горизонте

500 метров. Согласно рисунку основная энергонесущая частота этой изменчивости сосредоточена в декадном диапазоне (1/8-1/11) год⁻¹ с максимумом на частоте $\sim 1/9.5$ год⁻¹. Кроме этого, на частоте $\sim 1/14.3$ год⁻¹ располагается ещё один слабо обусловленный максимум небольшой высоты. В спектре присутствуют также максимумы небольшой высоты в диапазоне межгодовой изменчивости: $\sim 1/2.3$, $\sim 1/3.7$ и $\sim 1/4.7$ год⁻¹, но их вклад в суммарную изменчивость значительно уступает вкладу от фурье-гармоник из декадного диапазона частот.

Таблица 1.

Высота пиков на частотах $\sim 1/9.5$ год⁻¹ и $\sim 1/3.7$ год⁻¹ в спектре изменчивости СОЗ при изменении глубины

	500 м	800 м	1000 м	1500 м
Высота пика на частоте $\sim 9,5$ год ⁻¹	21,3	14,7	12,8	11,3
Высота пика на частоте $\sim 3,7$ год ⁻¹	8,3	7,7	7,4	7,3

Анализ спектров изменчивости СОЗ показал, что с ростом глубины спектральный состав не изменяется, однако наблюдается заметное уменьшение высоты пика на частоте $\sim 1/9.5$ год⁻¹. В тоже время, высоты пиков на частотах из интервала межгодовой изменчивости почти не изменяются. В Таблице 1. приведены значения высот максимумов на частотах $\sim 1/3.7$ (квази-четырёхлетнее колебание) и $\sim 1/9.5$ год⁻¹ (декадная изменчивость) на различных горизонтах. Согласно таблице высота максимума на частоте $\sim 1/3.7$ год⁻¹ с ростом глубины моря уменьшилась не более чем на 10% на горизонте 1500 метров по сравнению с горизонтом 500 метров. С другой стороны, высота максимума на частоте $\sim 1/9.5$ год⁻¹ на горизонте 1500 метров составила около 50% от его высоты на горизонте 500 метров. Причина такого перераспределения энергии в спектре изменчивости СОЗ может быть связана с ослаблением вклада бароклинной составляющей в изменчивость циркуляции, а её присутствие на промежуточных горизонтах и глубже (> 1000 м) позволяет высказать предположение о влиянии на этот процесс глубокой зимней конвекции, проникающей в этих районах моря до глубин ~ 1000 м (Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev.V., et al., 2003).

Выявленная декадная и квази-четырёхлетняя изменчивость циркуляции, которые находят свое отражение в изменчивости температуры (Minobe S., Sako A., Nakamuro M., 2004; Лучин В.А., Новотрясов В.В., Степанов Д.В., 2010), проявляют себя по разному как на промежуточных горизонтах, так и в глубоководных слоях ЦК ЯМ. Для раскрытия причин формирования этих колебаний, необходим учет различных факторов. Далее будут рассмотрены два главных фактора воздействия атмосферы на циркуляцию вод ЯМ: ветровая нагрузка и зимнее выхолаживание.

Глубокая конвекция и ее влияние на циркуляцию вод Японского моря

Ранее установлено, что в аномалиях средней относительной завихренности присутствует декадная изменчивость, интенсивность которой ослабевает с глубиной. Покажем, что существует связь между выявленными колебаниями циркуляции и перепадом температур, в основе которой лежит процесс глубокой конвекции.

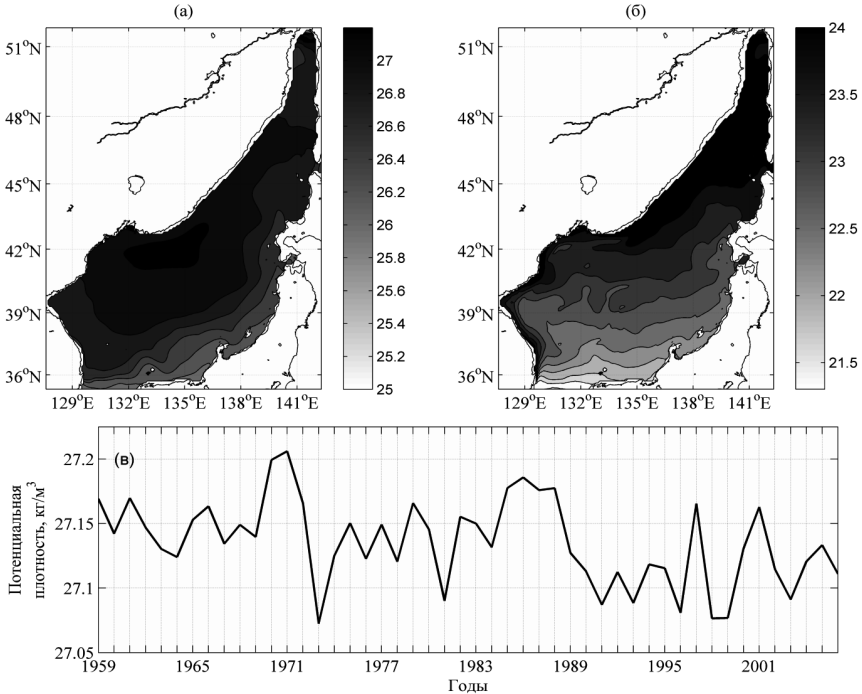


Рис. 4. Пространственные распределения изопоикн (ρ -1000) на горизонте 5 метров для февраля (а) и августа (б) климатического года. (в) Реализация по времени усреднённой по глубине (от 0 до 500 метров) и выделенному разрезу [132°E, 42°N; 135°E, 42°N] потенциальной плотности (ρ -1000) для зимнего сезона.

Анализ численных расчётов климатических среднеемесячных распределений изопоикн показал, что в зимний сезон у берегов Приморского края формируется зона с характерными аномально высокими значениями потенциальной плотности. На Рис. 4а, б приведены картины распределения изопоикн на горизонте 5 метров для февраля и августа-месяцев климатиче-

ского года, соответственно. Согласно рисунку февральское поле изопикн имеет четко выраженную монополюсную структуру с центром, расположенным в районе 42°N и 133°E , и значениями из интервала $(1027.3 \pm 0.2) \text{ кг/м}^3$. Для августа месяца в указанном районе характерно квази-зональное распределение изопикн со значением плотности из интервала $(1023.5 \pm 0.3) \text{ кг/м}^3$. Поскольку прямым следствием зимнего выхолаживания является формирование аномально плотной воды, в качестве характеристики интенсивности этого процесса рассматривалась усреднённая по глубине (от 0 до 500 метров), разреза, с координатами 132°E , 42°N и 135°E , 42°N и временному интервалу (средняя для зимнего сезона) потенциальная плотность (ССПП). Реализация ССПП с 1958 по 2006 гг. представлена на Рис. 4в. Расчёты показали, что среднее значение ССПП для зим указанного периода составляет 1027.15 кг/м^3 , а в изменчивости ССПП присутствуют как межгодовые вариации, так и долгопериодная изменчивость. Зимы, для которых значение ССПП превышает среднее значение, приходятся на годы с интенсивным зимним выхолаживанием (далее «холодные» годы), а годы, для которых значение ССПП меньше среднего, характеризуются менее интенсивным зимним выхолаживанием (далее «теплые» годы).

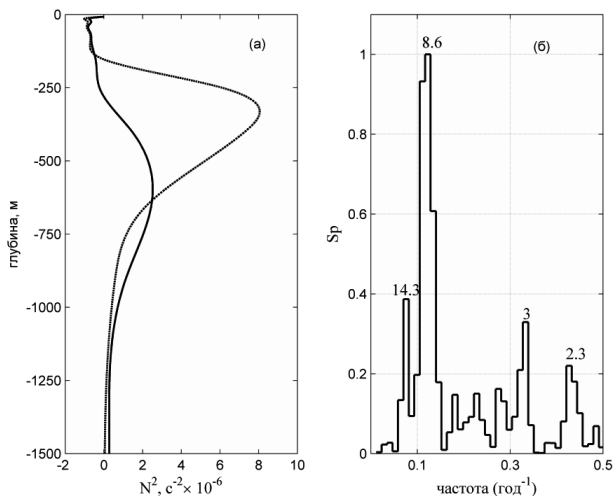


Рис. 5. а) среднесесячные февральские профили квадрата частоты плавучести для «холодного» 1971 года (сплошная линия) и «теплого» 1981 года (штриховая линия); б) нормированная на максимальное значение спектральная плотность среднесесячных аномалий максимума частоты плавучести на горизонтах ниже 400 метров.

Анализ связи между изменчивостью поля относительной завихренности в центральной котловине Японского моря и атмосферным воздействием

В настоящем разделе с помощью метода SVD разложения (Bretherton K., Smith C., Walles J., 1992) проводится анализ связи между изменчивостью вихря напряжения ветра (ВНВ), потоком явного тепла и циркуляцией вод на промежуточных горизонтах и в глубоководных слоях в ЦК ЯМ. Метод SVD разложения применялся к ковариационным матрицам среднемесячных аномалий рассматриваемых переменных.

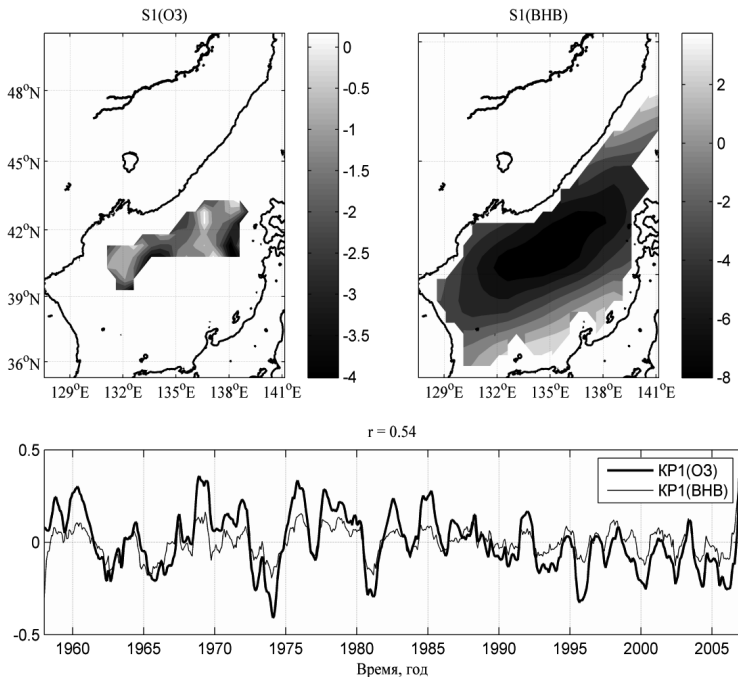


Рис. 6. Пространственные структуры первых мод SVD разложения среднемесячных аномалий поля относительной завихренности (O3) и вихря напряжения ветра (ВНВ), а также временные реализации коэффициентов разложения (KP1) этих мод. Временные реализации были сглажены методом скользящего среднего с окном 1 год.

Анализ связей между изменчивостью вихря напряжения ветра и циркуляцией в Центральной котловине Японского моря

Начнем анализ взаимосвязей между циркуляцией и атмосферным воздействием с анализа связи между изменчивостью ОЗ в ЦК ЯМ и ВНВ. На Рис. 6 представлены пространственные распределения первых двух мод SVD-разложения поля ОЗ на горизонте 500 метров в ЦК ЯМ и ВНВ, ковариационный вклад (КВ) которых в общую дисперсию составил около 90 % всей дисперсии. Наиболее интенсивная изменчивость ВНВ, связанная с ОЗ, наблюдается в центральной части ЯМ, а максимумы изменчивости ОЗ сосредоточены в юго-западной и северо-восточной частях ЦК ЯМ. Как следует из анализа временной изменчивости коэффициентов разложения (КР) двух первых SVD мод, коэффициент корреляции между ними составляет 0.54, что позволяет говорить о наличии «сильной» связи между временной изменчивостью СОЗ и ВНВ. Для того чтобы установить частоты колебаний, на которых наблюдаются наиболее тесные связи между ОЗ и ВНВ, проведен спектральный анализ КР двух первых SVD мод.

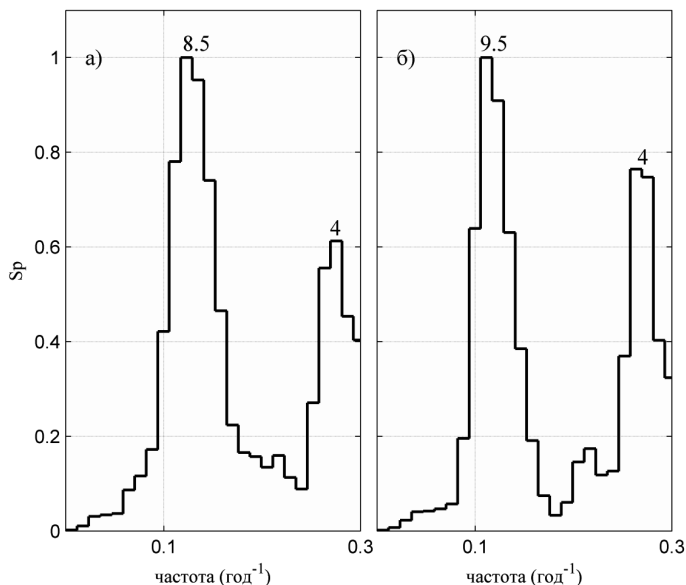


Рис. 7. Нормированные на максимальные значения спектральные плотности коэффициентов разложения: а) относительной завихренности и б) вихря напряжения ветра. Цифрами отмечены периоды колебаний в годах.

На Рис. 7 представлены спектральные плотности КР двух первых SVD мод. Оба спектра характеризуются двумя значительными пиками на частотах $1/8$ и $1/9$ год⁻¹, а также на частоте $1/4$ год⁻¹, что позволяет говорить о связи между временной изменчивостью ОЗ в ЦК ЯМ и ВНВ над ЯМ в диапазоне межгодовых и декадных частот. Отметим, что выявленные в рамках SVD анализа особенности временной изменчивости ОЗ согласуются с выявленными ранее особенностями изменчивости СОЗ в ЦК ЯМ (см. Рис. 3).

Анализ связей между изменчивостью перепада температур на границе воздух-вода и циркуляцией в Центральной котловине Японского моря

Для того, чтобы раскрыть связь между изменчивостью явного потока тепла на границе воздух-вода и изменчивостью циркуляции вод на промежуточных горизонтах и в глубоководных слоях в ЦК ЯМ, проанализируем связь между изменчивостью перепада температур на границе воздух-вода: $\Delta T = T_A - T$, где T_A – это температура воздуха на высоте 10 м (Griffies S.M., Winton M., Samuels B.L., 2004), а T (Levitus S., Boyer T., Conckright M. et al., 1998) – это климатическая температура поверхности ЯМ и поля ОЗ в ЦК ЯМ.

На Рис. 8 представлены пространственные распределения двух первых мод SVD разложения, выполненного на основе среднемесячных аномалий перепада температур на границе воздух-вода ΔT и ОЗ на горизонте 500 метров. Как следует из анализа, КВ для первой моды SVD разложения составляет около 93% от общей дисперсии. Наиболее сильное взаимодействие для поля ОЗ наблюдается в северной и юго-западной частях ЦК ЯМ, а для ΔT связано с противофазной изменчивостью между северной и южной частями ЯМ. Перейдем к анализу временной изменчивости КР двух первых SVD мод. Согласно анализу коэффициент корреляции между КР₁ и КР₂ составляет 0.23. Невысокий коэффициент корреляции может говорить о слабой связи между временной изменчивостью ОЗ и перепадом температуры, либо о связи между изменчивостью обеих характеристик лишь в низкочастотном диапазоне частот. Для проверки этих гипотез проведен спектральный анализ КР_{1,2}, результаты которого представлены на Рис. 9. Согласно рисунку в спектрах КР_{1,2} присутствуют пики из декадного диапазона изменчивости: $1/8$ год⁻¹ для ОЗ и $1/7$ год⁻¹ для перепада температур. Оставшиеся пики в спектре одной характеристики не находят свое отражение в спектре другой. Так, в спектре ОЗ присутствует значительный пик на частоте $1/4$ год⁻¹, который отсутствует в спектре перепада температур. С другой стороны, в спектре перепада температур присутствует пик на частоте $1/10.7$ год⁻¹, который отсутствует в спектре ОЗ. Таким образом, во временной изменчивости обеих характеристик наиболее сильное взаимо-

действие наблюдается в диапазоне декадной изменчивости $1/7\text{--}1/10 \text{ год}^{-1}$, в то время как отсутствует связь в изменчивости между этими характеристиками в межгодовом (менее $1/3 \text{ год}^{-1}$) диапазоне частот.

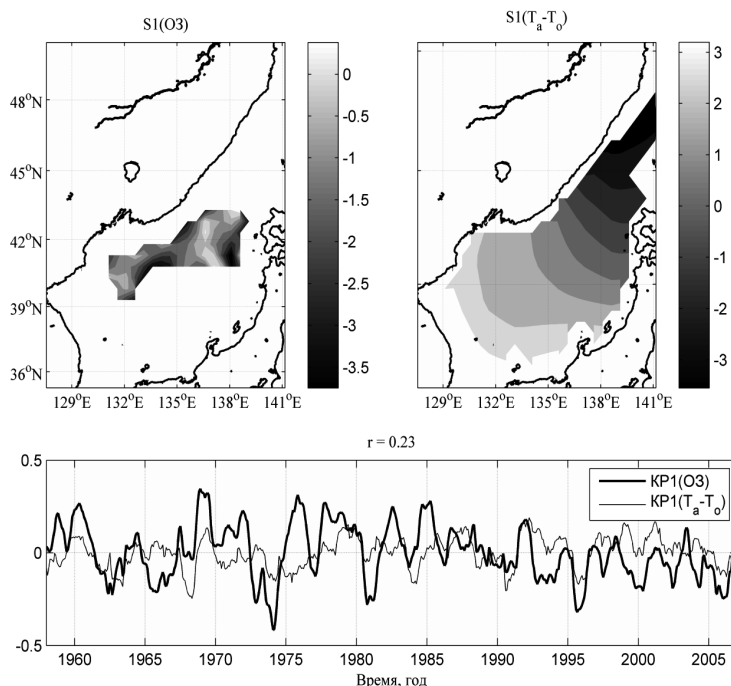


Рис. 8. Пространственные структуры первых мод SVD-разложения среднесезонных аномалий поля относительной завихренности (O_3) и перепада температур на границе воздух-вода ($T_a - T_o$), а также временные реализации коэффициентов разложения (KP1) этих мод. Временные реализации были сглажены методом скользящего среднего с окном 1 год.

Исходя из изложенного следует, что между пространственно-временной изменчивостью O_3 в ЦК ЯМ и перепадом температур на границе воздух-вода имеется слабая связь. Несмотря на то, что зоны O_3 , в которых наблюдается наиболее сильное взаимодействие между изменчивостью O_3 и перепадом температур, совпадают с зонами, в которых наблюдается интенсивная собственная изменчивость O_3 , вклад изменчивости перепада температур в совместную изменчивость не велик. Кроме этого, анализ вре-

менной изменчивости $KP_{1,2}$ показал, что сильное взаимодействие между изменчивостью ОЗ и перепадом температур наблюдается лишь в диапазоне декадной изменчивости ($1/8-1/10 \text{ год}^{-1}$).

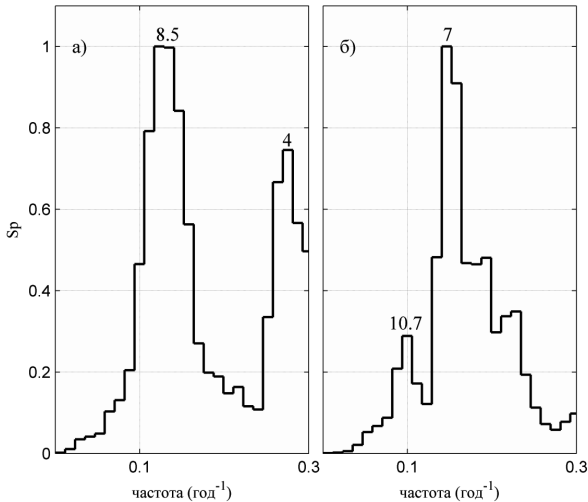


Рис. 9. Нормированные на максимальные значения спектральные плотности коэффициентов разложения: а) относительной завихренности; б) перепада температур на границе воздух-вода. Цифрами отмечены периоды (годы) низкочастотных колебаний.

В заключение отметим, что в пространственном отношении зоны интенсивной изменчивости ОЗ в ЦК ЯМ для всех SVD разложений совпадают и сосредоточены в юго-западной и северо-восточной частях ЦК ЯМ. Однако вклады ВНВ и перепада температур в изменчивость ОЗ значительно различаются.

Установлено, что наибольший вклад в изменчивость циркуляции в ЦК ЯМ вносит ВНВ. Так, наиболее сильная связь наблюдается для второй моды ЭОФ (эмпирическая ортогональная функция) разложения ВНВ. Анализ временной изменчивости, основанный на анализе спектров КР, показал сильную связь (коэффициент корреляции 0.54) между ОЗ и ВНВ как на межгодовых $1/4 \text{ год}^{-1}$, так и декадных ($1/8-1/10 \text{ год}^{-1}$) масштабах.

Анализ изменчивости перепада температур на границе воздух-вода, при условии, что основной вклад в изменчивость этого перепада вносит температура приземного воздуха и циркуляция в ЦК ЯМ, показал слабую связь

между ними (коэффициент корреляции 0.23). Не выявлено прямой связи между межгодовой изменчивостью перепада температуры воздуха и изменчивостью циркуляции на промежуточных горизонтах ЦК ЯМ. Однако, показана близость пиков в спектральной плотности обеих характеристик в декадном диапазоне частот ($1/8$ - $1/10$ год⁻¹).

Обсуждение и заключение

В работе, с использованием численной модели океана INMOM, выполнен расчёт климатической циркуляции вод в Центральной котловине Японского моря (ЦК ЯМ) и проведен анализ её долгопериодной изменчивости как реакции на атмосферное воздействие с 1958 по 2006 гг.

Подтверждено преобладание циклонической направленности движения вод на промежуточных горизонтах и в глубоководных слоях ЦК ЯМ. Установлено, что в течение климатического года циркуляция вод, интенсифицируясь в зимний сезон и ослабляясь почти до нуля к началу осени, не меняет своей циклональности. Главная причина подобного характера движения вод связана с сезонной изменчивостью ветровой нагрузки на акваторию ЯМ, а также с наличием глубоководной котловины в северной части моря.

Выполнен спектральный анализ изменчивости средней относительной завихренности (СОЗ) в ЦК ЯМ, связанной с циркуляцией вод линейной зависимостью. Показано, что спектр СОЗ формируется колебаниями межгодового диапазона с частотами $\sim 1/2.3$, $\sim 1/3.7$ и $\sim 1/4.7$ год⁻¹ и декадного диапазона с частотами $\sim 1/9.5$ и $\sim 1/14.3$ год⁻¹. Установлено, что спектральный состав изменчивости СОЗ с ростом глубины остаётся тем же самым, однако выявлено заметное (до 50%) уменьшение высоты пика, соответствующего декадной изменчивости ($\sim 1/9.5$ год⁻¹), при изменении глубины с 500 до 1500 метров, и незначительное изменение высот пиков из межгодового диапазона частот.

Проведен анализ двух основных механизмов, ответственных за формирование декадной и межгодовой изменчивости циркуляции вод в ЦК ЯМ. К ним относятся: экмановская подкачка, индуцированная вихрем напряжения ветра (ВНВ) и глубоководная конвекция, вызванная зимним выхолаживанием.

Для более глубокого анализа связей между изменчивостью циркуляции вод на промежуточных горизонтах, а также в глубоководных частях ЦК ЯМ и атмосферным воздействием выполнены SVD-разложения ковариационных матриц среднемесячных аномалий относительной завихренности в ЦК ЯМ, ВНВ и перепада температур на границе воздух-вода. Подтверждена прямая связь между изменчивостью циркуляции вод и ВНВ на межгодовых ($1/4$ год⁻¹) и декадных ($1/8$ - $1/10$ год⁻¹) временных масштабах.

Анализ изменчивости циркуляции и перепада температур на границе воздух-вода указал на отсутствие связи между ними в межгодовом диапазоне частот. В то же время, близость пиков в спектрах рассматриваемых характеристик, указывает на их сильное взаимодействие на декадных масштабах ($1/8$ - $1/10$ год⁻¹). Выявленные особенности изменчивости циркуляции и атмосферных характеристик подтверждают преобладающий вклад ветровой нагрузки в формировании колебаний квази-четырёхлетнего периода в изменчивости циркуляции на промежуточных горизонтах и в глубоководных слоях ЦК ЯМ. В то же время, подтверждено совместное влияние ветровой нагрузки и термического фактора, обусловленного изменчивостью перепада температур на границе воздух-вода, на формирование декадной изменчивости циркуляции на промежуточных горизонтах и в глубоководных слоях ЦК ЯМ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проектов: 15-05-07539-а и 14-05-00255-а.

Low-frequency variability of the northern Japan/East Sea circulation

Diansky N.A., Stepanov D.V., Gusev A.V.

Using a numerical ocean model and atmospheric forcing data, a circulation in the Japan/East Sea (JES) from 1958 to 2006 is reconstructed, and its low-frequency variability is analyzed over the Japan Basin (JB) of the JES. The circulation is found to be cyclonic over the course of a climatological year. The circulation increases in spring and decreases in autumn. An analysis of the relative vorticity (RV) averaged over the JB shows that the variability is characterized by oscillations with frequencies of $1/2.3$, $1/3.7$ and $1/4.7$ years⁻¹ (interannual range) and oscillations with frequencies of $1/9.5$ and $1/14.3$ years⁻¹ (decadal range). The spectrum structure of the average RV variability does not change with depth; however, the energy of the decadal oscillations decreases in contrast to that of the interannual oscillations. Using the SVD analysis, the relationship is established between the averaged relative vorticity (ARV) monthly anomalies, wind stress curl (WSC) and sensible heat flux. High relationship between the ARV and WSC monthly anomalies is revealed on the interannual (4–5 years) scale and the decadal scale (period of 9.5 years). The decadal variability (period of 9.5 years) in the circulation over the JB is generated by both the wind stress curl and the decadal variability in deep convection.

Литература

1. Володин Е. М., Дианский Н. А., Гусев А. В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0 // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. с. 448–466.

2. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Модель земной системы INMCM4: воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19–21 веках // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 4. с. 379–400.

3. Гусев А.В., Дианский Н.А. Воспроизведение циркуляции Мирового океана и ее климатической изменчивости в 1948 – 2007 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 1. с. 3–15.

4. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. Москва: Физматлит, 2013. 272 с.

5. Козлов В.Ф., Макаров В.Г. Фоновые течения в Японском море (двухслойная квазигеострофическая модель) // Океанология. 1996. Т. 36. № 4. с. 493–497.

6. Лучин В.А. Термический режим вод дальневосточных морей (Японского, Охотского, Берингова): Дисертация на соискание д-ра геогр. наук. Владивосток. 2008. 47 с.

7. Лучин В.А., Новотрясов В.В., Степанов Д.В. Межгодовая и декадная изменчивость температуры промежуточных вод Японского моря во второй половине XX века // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. с. 30–35.

8. Платов Г.А., Голубева Е.Н. Изучение промежуточных вод Японского моря на основе численного моделирования с использованием данных климатического распределения температуры и солёности GDEM // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 3. с. 392–412.

9. Степанов Д.В., Дианский Н.А., Новотрясов В.В. Численное моделирование циркуляции вод центральной части Японского моря и исследование ее долгопериодной изменчивости в период 1958–2006 гг // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 1. с. 84–96.

10. Bretherton K., Smith C., Walles J. An Intercomparison of Methods for Finding Coupled Patterns in Climate Data // J. Climate. 1992. Vol. 5. pp. 541–560.

11. Choi B., Haidvogel D.B., Cho Y.K. Interannual variation of the Polar Front in the Japan/East Sea from summertime hydrography and sea level data // J. Marine Sys. 2009. Vol. 78. pp. 351–362

12. Danabasoglu G., Yeager S. G., Bailey D., et al. North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states // Ocean Modelling. 2014. Vol. 73. pp. 76–107.

13. Emery W.J., Thomson R.E. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. 1997.
14. Hirose N., Fukumori I., Kim C.-H., et al. Numerical simulation and satellite altimeter data assimilation of the Japan Sea circulation // *Deep-Sea Res.* 2005. Vol. 52. pp. 1443–1463.
15. Isobe A., Isoda Y. Circulation in the Japan Basin, the Northern Part of the Japan Sea // *J. Oceanogr.* 1997. Vol. 53. pp. 373–381.
16. Large W.G., and S.G. Yeager, 2009: The global climatology of an interannually varying air-sea flux. *Climate Dynamics*. vol.33, pp. 341-364.
17. Lemari F., Kurian J., Shchepetkin A.F., et al. Are there inescapable issues prohibiting the use of terrain-following coordinates in climate models? // *Ocean Modelling*. 2012. Vol. 42. pp. 57–79.
18. Levitus S., Boyer T., Conckright M. et al. *World Ocean Database 1998. Atlas NESDIS 18*. NOAA, 1998
19. Minobe S., Sako A., Nakamuro M. Interannual to Interdecadal Variability in the Japan Sea Based on a New Gridded Upper Water Temperature Dataset // *J. Phys. Ocean.* 2004. Vol. 34. pp. 2382–2397.
20. Park J.H., Watts D.R. Near-inertial oscillations interacting with mesoscale circulation in the southwestern Japan/East Sea // *J. Geophys. Res. Letters*. 2005. Vol. 32. p. L10611.
21. Pedlosky J. *Geophysical Fluid Dynamics*. 2nd ed. New York: Springer-Verlag, 1987. 710 pp
22. Rhines P.B., Young W.R. Homogenization of potential vorticity in planetary gyres // *J. Fluid. Mech.* 1982. Vol. 122. pp. 347-357.
23. Riser S., Warner M., Yurasov G. Circulation and Mixing of Water Masses of Tatar Strait and the Northwestern Region of the Japan sea // *J. Oceanogr.* 1999. Vol. 55. pp. 133-156.
24. Senjyu T., Shinb H.-R., Yoon J.-H., et al. Deep flow field in the Japan/East Sea as deduced from direct current measurements // *Deep-Sea Res.* 2005. Vol. 52. pp. 1726–1741.
25. Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev.V., et al. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30. p. 1159.
26. Zhang Y., Wallace J.M., Battisti D.S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93 // *J. Climate*. 1997. Vol. 10. pp. 1004–1020.
27. 2_minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2). U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2006.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СИСТЕМЫ ТЕЧЕНИЙ СО СГОННО-НАГОННЫМ И ПЛОТНОСТНЫМ ПОТОКАМИ

Самолубов Б.И., Иванова И.Н.

Предложена и проверена по результатам прямых измерений композиционная математическая модель системы течений со сгонно-нагонным и плотностным потоками. В модели применена найденная авторами функция устойчивости в выражении коэффициента турбулентного обмена. Приведены разработанные методы получения распределения турбулентной вязкости по глубине и во времени при различных наборах входных данных модели. Выделены и учтены в модели эффекты вихревых структур в зоне перехода скорости сгонно-нагонного течения через нулевое значение. Представлены выявленные закономерности эволюции распределения турбулентной вязкости и воздействия всплеск интенсивности обмена на распределение температуры воды.

Введение

Математическое моделирование стратифицированных потоков и переноса ими примесей в озерах и морях включает в числе основных блоков расчет профилей турбулентной вязкости в различных системах течений. Под системой течений понимается совокупность потоков, развивающихся на разных глубинах и взаимодействующих между собой. В оценках распределений турбулентной вязкости должны приниматься во внимание эффекты плотностной стратификации и структура конкретной системы течений с учетом влияния внутренних волн. Обзор публикаций свидетельствует о том, что методы определения коэффициента обмена, в полной мере соответствующие указанным условиям, отсутствуют [16, 11, 15]. Цели данной работы: 1) разработка и проверка математической модели системы течений; 2) выявление закономерностей эволюции профиля турбулентной вязкости в системе течений со сгонно-нагонным и плотностным потоками.

Объект и методика исследований

Анализируемые результаты получены 19.09.2007 г. в Петрозаводской губе Онежского озера в период слабой стратификации перед осенним этапом полного выравнивания температур воды по всей глубине [3]. Вертикаль зондирования с глубиной 23 м располагалась в центре восточной части залива. Средняя по глубине частота Вьяйсяля-Брента N составляла $2-3 \cdot 10^{-2}$ Гц. Регистрации профилей скорости течения по глубине водоема с дискретностью 10 мин при шаге по вертикали 0,5 м велись доплеровским

профилографом RDCP-600 (Aanderaa). Прибор RDCP-600 в режиме донной постановки обеспечивал также регистрацию уровня свободной поверхности. Одновременно зондом RCM 9 LW (той же фирмы) измерялись профили скорости U , температуры T и электропроводности C_s , концентраций кислорода O_2 и мутности S_u . Точности измерений U , T , C_s , O_2 и Tu составляли 0,5 см/с, 0,02°С, 0,02 мСм/см, 0,25 мг/л и 0,4 NTU. Параллельно анемометром М-63М измерялась скорость ветра с точностью $\pm 0,25$ м/с.

Структура течения

Представление о структуре течения дают распределения по глубине и во времени величин U , T , $\delta\rho$, S , а также коэффициента обмена K_{tt} , рассчитанного по представленной ниже методике (Рис. 1, 2). Здесь S – концентрация взвеси, находившаяся по результатам калибровки турбидиметра на основании весового анализа проб воды, $\delta\rho = \rho(z) - \rho(H - 0,5 \text{ м})$ – изменение плотности с глубиной, H – глубина места.

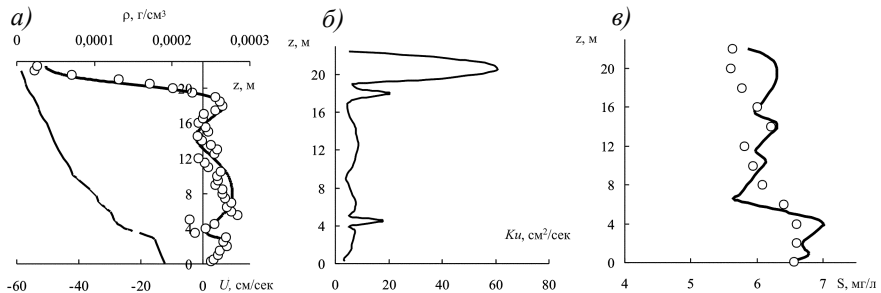


Рис. 1. Распределения по глубине: а) скорости течения $U(z)$ и изменения плотности воды с глубиной $\Delta\rho(z)$ по данным измерений (точки, пунктир) и расчёта U по моделям течения (сплошная линия); б) коэффициента турбулентного обмена; в) измеренной концентрации взвеси S_u (точки) и рассчитанной по модели (сплошная линия).

В серии зондирований на срочной станции было получено 34 профиля U , сформированных под влиянием сгонно-нагонного и плотностного течений [6]. Сгонно-нагонное течение содержало дрейфовый (вверх по заливу) и компенсационный потоки. Средние скорости составляли 30 см/с для дрейфового течения и 6 и 8 см/с для компенсационного и плотностного потоков, направленных вниз по заливу в открытое озеро (положительные значения $U(z)$ на Рис. 1а) Распределение $\delta\rho$ определялось, главным образом, термической стратификацией при разности температур воды у поверх-

ности и у дна порядка $2,5^{\circ}\text{C}$. Изменение $\delta\rho$ с глубиной характеризуется максимумами вертикального градиента не только в термоклине, но и в придонном слое толщиной порядка 1 м. Профиль турбулентной вязкости K_{tt} содержит пики в дрейфовом потоке и на верхних границах компенсационного и плотностного течений. Распределение концентрации взвеси S в целом устойчивое (Рис. 1в).

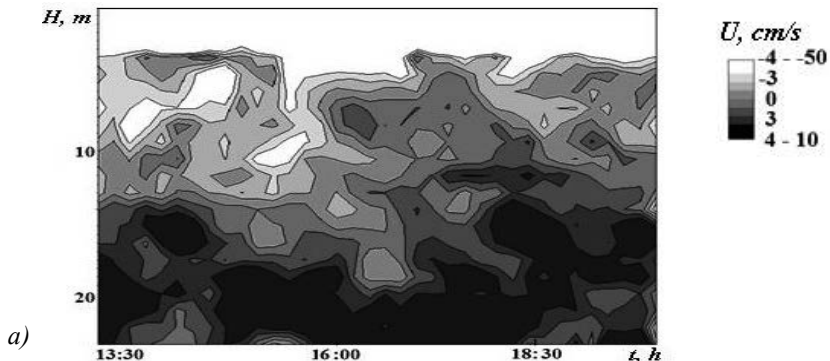
В поле скорости (Рис. 2а) колебания изотак определяются влиянием внутренних волн, которым в нижнем 10-м слое соответствуют периоды и высоты 1–3 ч и 2–5 м. С аналогичными интервалами времени происходят вспышки интенсивности турбулентного обмена, которые характеризуются отмеченными выше пиками K_{tt} (Рис. 2б). В поле температуры прослеживаются вызванное ветром заглублиение термоклина и волновые колебания изотерм в его области.

Распределение скорости в системе течений

Система течений моделируется композицией циркуляционной U_c , придонной плотностной U_{dc} и вихревой U_{ed} составляющих скорости как

$$U(z) = U_c + U_{dc} + U_{ed}. \quad (1)$$

Вертикальное распределение скорости для компоненты U_{dc} получается на базе решений, полученных в работах [7, 4]. Плотность воды ρ рассчитывается по данным измерений параметров состояния воды по уравнению Чена-Миллера [10].



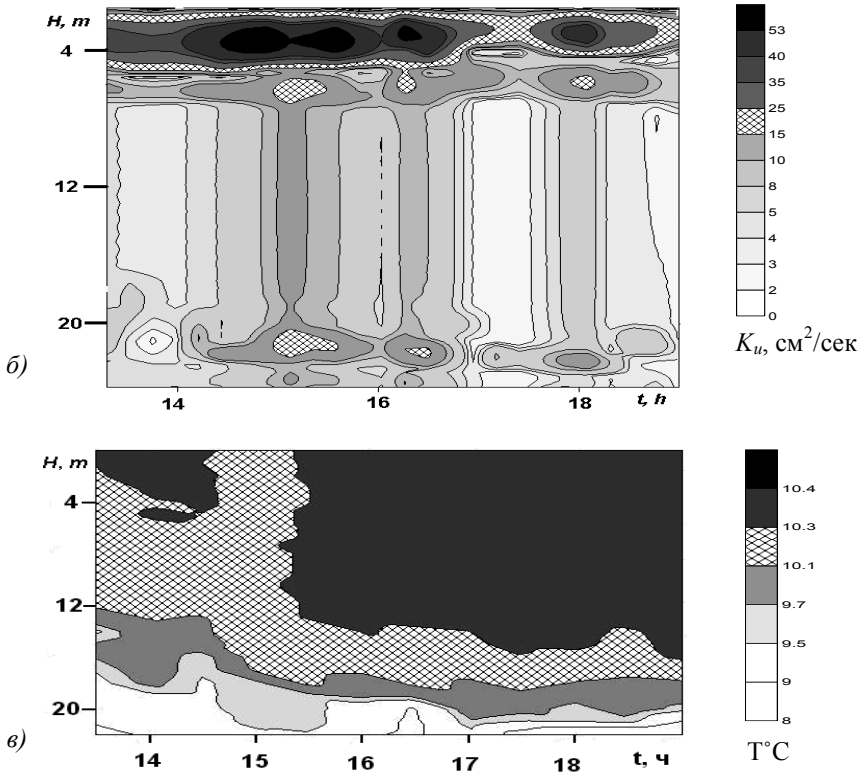


Рис. 2. Распределения скорости течения (а), коэффициента турбулентного обмена (б) и температуры воды (в) по высоте над уровнем дна и во времени.

Распределение U_c получалось из уравнения Рейнольдса для сгонно-нагонного потока над термоклином (как над жидким грунтом), высота которого над уровнем дна $z_{lg} = 1-6$ м совпадала с верхней границей придонного плотностного течения (Рис. 1а). Уровню z_{lg} соответствовала изотерма 10°C (Рис. 2в). Оценки придонного и приповерхностного экмановских слоев, а также числа Россби свидетельствуют о возможности пренебрежения влиянием геострофических эффектов на течение. В приближениях локальной квазистационарности, горизонтальной квазиоднородности течения и пренебрежимо малого влияния молекулярной вязкости на динамику вод в основной их толще уравнение Рейнольдса в проекции на ось x для плоской задачи сводится к виду [7, 12, 2]

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = -g\rho\alpha_1 \frac{\partial \xi_s}{\partial x}, \quad (2)$$

в котором $\tau_{xz} = \rho K_u(z) \frac{\partial U}{\partial z}$ – турбулентное напряжение, ξ_s – возвышение уровня воды относительно равновесного положения. Распределение турбулентной вязкости K_u представлено в следующем разделе. Здесь α_1 – коэффициент, учитывающий влияние сил, не включенных в уравнение динамики (3), в том числе, обусловленных воздействием крупномасштабных внутренних волн и трехмерностью структуры течения. Среднее значение α_1 составляет 0,83 ($\pm 10\%$) по результатам проверки модели.

Уравнение (2) интегрируется с граничным условием $\tau_{xz} \big|_{z=\xi_s} = -\tau_w$, где $\tau_w = \alpha_D \rho_a c_{DA} U_w \left| \dot{U}_w \right|$ – напряжение трения ветра, $c_{DA} = 1,4 \cdot 10^{-3}$ – коэффициент сопротивления на границе вода-воздух (при регистрации скорости ветра U_w в 10 м над поверхностью воды), $\rho_a = 1,2 \cdot 10^{-3}$ г/см³ – плотность воздуха при $T = 20^\circ\text{C}$, $\alpha_D \approx 2,9$ – коэффициент, зависящий от степени развития ветрового волнения [2].

Интегрирование (2) по высоте z в слое $z_{lg} \leq z \leq H$ дает U_c в виде:

$$U_c = \frac{\tau_w}{\rho_0} \int_{z_{lg}}^z \frac{dz}{K_u} - \alpha_1 g \frac{\partial \xi_s}{\partial x} \int_{z_{lg}}^z \frac{H + \xi_s - (z + z_{lg})}{K_u} dz. \quad (3)$$

Возвышение уровня воды $\xi_s(t)$ регистрировалось датчиком давления профилографа RDCP 600, работавшего в режиме донной постановки.

Для вихревой составляющей U_{ed} принято за основу теоретическое распределение для возмущений скорости, вызванных развитием завихренности в пограничном слое [1]. Изменения такой природы на профиле скорости отмечены вблизи уровня смены знака $U(z)$ при переходе от дрейфового потока к компенсационному течению. Согласно результатам, представленным в [8], подобные вихревые структуры, порожденные развитием неустойчивости, типичны для аналогичных зон перехода скорости через нулевое значение. Причем предполагается, что слой нулевой скорости ведет себя подобно слою разрыва в поле плотности, вблизи которого генерируется завихренность. Этот факт подтверждается в [8] наблюдениями аналогичных вихрей в атмосфере. По [1] профиль U_{ed} характеризуется квазигармонической функцией с амплитудой, экспоненциально затухающей с

удалением от зоны генерации завихренности. Центр этой зоны располагается в точке перегиба при $z=z_{ed}$ на профиле $U(z)$. На этой высоте течение теряет устойчивость. Неустойчивость вызывает генерацию завихренности, горизонтальная компонента скорости которой записывается по [11] в виде:

$$U_{ed} = A_r e^{-k_e |z - z_{ed}|} \cos(k_r |z - z_{ed}| + \varphi_r) \quad (4)$$

где A_r , k_r , φ_r – максимальная амплитуда, волновое число и фаза, k_e – коэффициент затухания. Волновое число $k_r = 2\pi/(\lambda_z)_{ed}$, где $(\lambda_z)_{ed}$ – вертикальная длина волны для возмущений, равная удвоенной глубине центра слоя нулевых скоростей. То есть в пределах этой глубины укладывается половина длины волны. Коэффициент k_e оценивался в соответствии с (4), как значение $|z - z_{ed}|^{-1}$, при котором амплитуда возмущений убывала в e раз относительно её значения на уровне смены знака скорости течения. Для максимального значения амплитуды A_r получено выражение $A_r = 0,34 \cdot (H/z_{T0}) \cdot (1 - 2(z_T/H)) \cdot (U_{surf})_0$. Значения перечисленных параметров составляли: $k_r = k_{r0} = 0,57 \text{ м}^{-1}$, $\varphi_r = 0,87\pi$, $k_e^{-1} = 0,15H$, z_T – высота термоклины над уровнем дна, U_{surf} – приповерхностная скорость течения, которая более подробно рассматривается ниже. Подстрочный индекс нуль соответствует значениям параметров при $t = 0$.

Профиль u_τ под уровнем жидкого грунта z_{lg} в слое смешения плотностного потока ($z = z_m \div z_{lg}$) определяется как $u_\tau = l \left| \partial_z U \right|$, где $l \cong 0,06 \cdot (z_{lg} - z_m) \cdot \left| \partial_z U \right| = \left(6U_m / (z_{lg} - z_m) \right) \xi (1 - \xi)$, $U_m \cong U_m(\overline{\Delta\rho}, z_{lg}, i_s, C_D)$ [4].

Компоненты U_c и U_{dc} гладко сшиваются при $z = z_{lg}$, а U_{ed} с U_c в слое нулевых скоростей (в окрестности точки перегиба при $z = z_{ed}$ на профиле $U(z)$). Приведенная методика проверена в расчетах профилей скорости по (1), (3), (4) и концентрации взвешенных частиц по уравнению диффузии звеси (Рис. 1) [13].

Распределение турбулентной вязкости и ее эволюция

В (3) применялось выражение коэффициента турбулентного обмена из [5] в виде:

$$K_u = (u_\tau + \sqrt{e_{fc}})l \left/ \left(1 + \frac{0,4N^2l^2}{u_\tau^2 + e_{fc}} \right)^{1/2} \right., \quad (5)$$

где $u_\tau = l \left| \partial_z U \right|$ – сдвиговая скорость;

$e_{fc} = 4 \cdot 10^{-4} \cdot \bar{U}_{FD}^2 \cdot \left(1 - \left| \partial_z U / (\partial_z U)_{MAX} \right| \right)$ – оценка энергии вертикального турбулентного обмена в слоях воды с градиентами скорости $\partial_z U$, близкими к нулевым. Здесь \bar{U}_{FD} – скорость, средняя по всей глубине; $N^2 = (g/\rho)(-\partial_z \rho)$ – частота плавучести, ρ – плотность воды. При выводе выражения (5) в работе [5] получена входящая в (5) «функция устойчивости» вида $\varphi_R = \left(1 + 0,4 \left(N^2 l^2 / (u_\tau + u_c)^2 \right) \right)^{-1} \neq$. Выражение (5) проверено для систем течений, образованных плотностными, струйными, циркуляционными и течениями, вызванными внутренними волнами в озерах. Формула (5) может применяться как в сдвиговых слоях, так и в зонах с нулевым вертикальным градиентом скорости для расчета профиля коэффициента обмена от дна до открытой поверхности воды. Подобные функции устойчивости, но содержащие градиентное число Ричардсона, введены в [14] и применяются в моделях стратифицированных течений в работах [9, 16] и в ряде других.

Профиль масштаба турбулентности (пути смешения) l представляется в виде:

$$l = \kappa z \left/ \left(1 + (\kappa z / L_a) \right) \right. \text{ при } z \leq z_{mc} \text{ и } \kappa(H-z) \left/ \left(1 + (\kappa(H-z) / L_{as}) \right) \right. \text{ при } z \geq z_{mc}, \quad (6)$$

где z_{mc} – уровень максимума скорости компенсационного течения. Здесь $\kappa=0,4$, L_a и L_{as} – интегральные масштабы турбулентности для придонной ($z \leq z_{mc}$) и приповерхностной ($z \geq z_{mc}$) областей [2, 8]. Из условия сшивания распределений L_a и L_{as} при $z=z_{mc}$ следует, что $L_{as} = \kappa \cdot z_{mc} \cdot (H - z_{mc}) \cdot L_a / \left((H - z_{mc}) \cdot (L_a + \kappa \cdot z_{mc}) - z_{mc} \cdot L_a \right)$. Значение l приведено выше. Из этого условия по (6) находится выражение L_a в виде $L_a = \kappa z_{mc} \left/ \left(\left(\kappa z_{mc} / 0,06 \cdot (z_{1g} - z_m) \right) - 1 \right) \right.$.

Проверка правильности определения K_u проводилась путем сравнения измеренных и теоретических распределений концентрации взвеси, полученных по методике, приведенной в [4] с применением K_u из (5).

С применением разработанной и проверенной методики расчета профилей коэффициента турбулентного обмена были получены распределения турбулентной вязкости по глубине и во времени в сериях зондирований в Петрозаводской губе Онежского озера. Диапазон значений коэффициента обмена составлял 0,1–50 $\text{см}^2/\text{с}$. Эти результаты анализировались совместно с распределениями параметров течения и состава воды. Анализ распределения коэффициента обмена по глубине и во времени в системе со сгонно-нагонным и плотностным потоками дал следующие результаты:

А. Установлено сохранение основных элементов на профиле турбулентной вязкости.

Постоянно присутствует максимум в центральной части дрейфового течения. Этому экстремуму сопутствует меньший в 2–3 раза пик, расположенный глубже, вблизи уровня изменения знака скорости течения при переходе к компенсационному потоку. Ниже на профилях всегда следуют зона стабилизации в компенсационном потоке, максимум в слое смешения придонного течения и область плавного уменьшения коэффициента обмена в придонном слое.

Б. Обнаружены (на фоне стабильных элементов) преобразования профиля коэффициента обмена, сильнеешие из которых вызваны изменениями структуры течения под влиянием внутренних сейш. К числу таких преобразований относятся следующие:

1. Волновые колебания коэффициента обмена в придонном слое, близкие по периоду к изменениям толщины этого слоя, под влиянием внутренней волны. Период колебаний (со средним значением 1ч) аналогичен зарегистрированному в полях U, T и S.
2. Увеличение (в 1,5–2 раза) максимумов коэффициента обмена в дрейфовом потоке в моменты максимальных ускорений течения. Колебания границ зон этих максимумов на распределении коэффициента обмена по глубине и во времени так же имеют волновой характер с указанным выше периодом. Причем нижние границы колеблются в противофазе с термоклином. Мощнейшим из максимумов коэффициента обмена (при $t = 15$ ч; 15,4 ч; 18 ч; 18,4 ч.) в дрейфовом потоке соответствует повышение турбулентной вязкости, которое заметно не только в этом потоке, но и в придонной области. Такое проникновение турбулентности в глубинные слои сопровождается активным перемешиванием вод, которое приводит (при $t = 15$ ч.) к локальному по времени охлаждению приповерхностных слоев.

Оценка распределения турбулентной вязкости при неизвестном профиле скорости

Если профиль $U(z)$ не задан, то функции e_{fc} и u_τ , входящие в выражение K_u (5), определяются по найденным и проверенным авторами полуэмпирическим выражениям. Эти выражения получены с учетом выявленных особенностей распределений e_{fc} и u_τ .

Для величины e_{fc} проверена возможность применения приближения квазиинвариантности по глубине. При этом функция $e_{fc}(z)$ заменяется ее средним по вертикали значением \bar{e}_{fc} . Анализ зависимости \bar{e}_{fc} от устойчивости стратификации \bar{N}_{FD} с учетом пропорциональности скоростей, средних по глубине \bar{U}_{FD} , и приповерхностных $U_{surf} = U|_{z=H-0,5m}$, позволил получить выражение вида:

$$\bar{e}_{fc} \cong 0,017 \cdot U_{surf}^2 \left(10^2 \left(\bar{N}_{FD} / N_{qh} \right) - 1 \right)^2 \quad (7)$$

Здесь \bar{N}_{FD} и N_{qh} – частоты плавучести, средние по всей глубине и над термоклинном на профиле плотности. Приповерхностная скорость течения U_{surf} определяется при известном возвышении уровня с применением выражения из [12], как

$$U_{surf} = k_w \cdot \sqrt{g \xi_s h_b / C_{ad} L \ln \left(\frac{h_b / H_{LA} + 2}{2 - h_b / H_{LA}} \right)}, \quad (8)$$

где h_b – разность глубин на границах бассейна длиной L , H_{LA} – средняя глубина, $C_{AD} = 0,0026$ – коэффициент сопротивления на границе вода-воздух, k_w – безразмерный коэффициент ветрового возвышения уровня. Коэффициент k_w определялся по данным измерений U_{surf} и ξ_s на вертикали зондирования и составлял 0,034.

Профиль u_τ под уровнем жидкого грунта z_{lg} в слое смешения плотностного потока ($z = z_m \mp z_{lg}$) определяется как $u_\tau = 0,36 \cdot U_m \xi (1 - \xi)$, а при $z \leq z_m$ профиль u квазилинеен (см. пояснения к (6)). Над уровнем жидкого грунта при $z_{lg} \leq z \leq z^*$ профиль u принимается квазиоднородным, исходя из формы распределения u , найденного с применением теоретического профиля U . Из-за сглаживания неоднородностей профиля u при интегрирова-

нии (в ходе решения уравнения (3)) допустима аппроксимация $u_\tau = const$ при $z_{lg} \leq z \leq z^*$, где $z^* = 17$ м (Рис. 3).

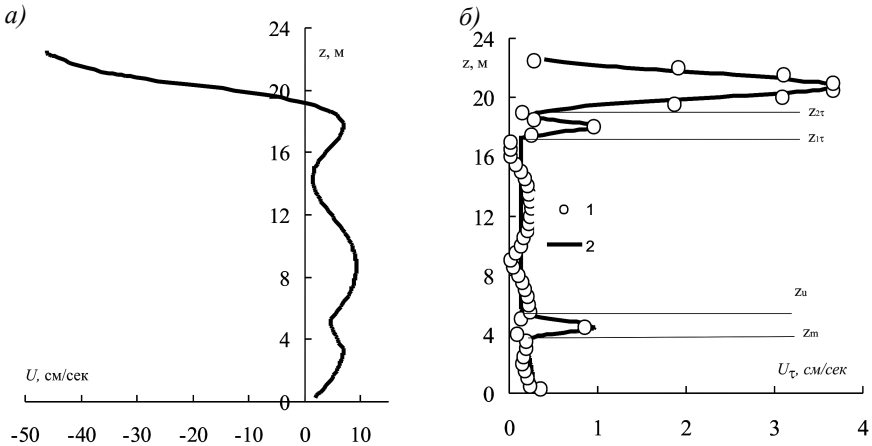


Рис. 3. Вертикальные распределения: а) расчёта U по моделям течения (сплошная линия); б) сдвиговой скорости u_τ , рассчитанные по измеренному профилю скорости – 1 и по предложенной модели – 2.

При $z \geq z^*$ на профилях u , устойчиво воспроизводятся два максимума, которые наилучшим образом аппроксимируются распределениями, аналогичными полученным для слоя смешения в [7], в виде:

$$u_{\tau i} = (u_{\tau m})_i \cdot \xi_{\tau i} (1 - \xi_{\tau i}), \quad (9)$$

Здесь $(u_{\tau m})_i$ – максимум u , на уровнях нижнего и верхнего пиков $i=1$ и 2 ,

$$\xi_{\tau i} = |z - z_{\tau i}|_{low} / ((z_{\tau i})_{up} - (z_{\tau i})_{low}), \quad u_{\tau 1} = 0,0005 \cdot U_w \cdot \left(\frac{N_{av}}{(N_{av})_0} \right)^{0,2},$$

$$u_{\tau 2} = 2 \cdot u_{\tau 1} \cdot \left(\frac{N_{av}}{(N_{av})_0} \right)^{-2,3}; \quad (z_{\tau i})_{low} \text{ и } (z_{\tau i})_{up} - \text{высоты нижней и верхней гра-}$$

ниц для каждого из пиков $i=1$ и 2 . Эти границы определяются как $(z_{\tau 1})_{low} = z^*$, $(z_{\tau 1})_{up} = (z_{\tau 2})_{low} = 1,5 \cdot H \cdot U_w^{-0,3}$, $(z_{\tau 2})_{up} = H$.

Предложенная методика проверена путем сопоставления измеренных и рассчитанных с ее применением в (5) профилей концентрации взвеси и скорости течения $U(z)$.

Заключение

1. На базе выявленных закономерностей преобразований взаимодействующих сгонно-нагонного и плотностного потоков в заливе предложена и проверена по результатам прямых измерений композиционная математическая модель данной системы течений.
2. В модели применена найденная авторами функция устойчивости в выражении коэффициента турбулентного обмена. Разработаны методики получения распределения турбулентной вязкости по глубине и во времени, как при заданном, так и при неизвестном распределении скорости течения с использованием данных о скорости ветра, распределении частоты плавучести и о рельефе дна.
3. Учтено влияние вихревых структур на профиль скорости в зоне ее перехода через нулевое значение в сгонно-нагонном течении.
4. Выявлены закономерности эволюции распределения турбулентной вязкости. Обнаружено локальное снижение температуры в приповерхностном слое воды под влиянием всплеск интенсивности обмена по всей глубине.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00822а).

Simulation of the system of currents with the surge-driven and density flows

Samolyubov B.I., Ivanova I.N.

There is proposed the composite mathematical model of the system of currents with the surge-driven and density flows. The theoretical distributions of the parameters of currents verified based on the results of the direct measurements analyzed in this paper. In the model used the original function of the stability of stratified current in the expression of turbulent diffusivity. The methods developed for the determination of the distribution of turbulent viscosity in depth and over time with different sets of input data of the model are presented. There are discussed the effects of vortex structures in the transition zone of the velocity of current through the zero value revealed and incorporated into the model. There are shown the evolution regularities of the distribution of turbulent viscosity and their influence on the distribution of the water temperature.

Литература

1. Бетчов В., Криминале В. Вопросы гидродинамической устойчивости. М.: "Мир", 1971.
2. Зырянов В.Н., Фролов А.П. Придонные компенсационные противотечения в водохранилищах равнинного типа // Водные ресурсы, 2006. т. 33, № 1, с. 1–9.
3. Показеев К.В., Самолубов Б.И., Филатов Н.Н. Плотностной поток и волновые течения в заливе. Метеорология и гидрология, 2012 № 2, с. 83–88.
4. Самолубов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Изд. ЛКИ. 2007.
5. Самолубов Б.И. Профили коэффициента турбулентного обмена и концентрации взвеси в системе стратифицированных течений // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2012. №4. с. 81–83.
6. Самолубов Б.И., Иванова И.Н. Влияние волновых процессов на структуру стратифицированных течений в заливе. // Известия РАН. Серия физическая, 2010 г, т.74, № 12, с.1770–1774.
7. Саркисян А.С. Численный анализ и прогноз морских течений. Л., Гидрометеиздат. 1978.
8. Скорер Р. Аэрогидродинамика окружающей среды. М.: Мир. 1980.
9. Canuto V., Howard A., Cheng Y., Dubovikov M. Ocean Turbulence. Part II: Vertical Diffusivities of Momentum, Heat, Salt, Mass, and Passive Scalars // J. Phys. Oceanogr. 2002. vol. 32, No. 1, pp. 240–264.
10. Chen C. T. A., Millero F. J. Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range // Limnology and Oceanography. 1986. v.31. № 3. p. 657–662.
11. De Cesare G., Boillat J.L. Intrusive and bottom density currents and induced vertical ex-changes in a stratified lake // XXX IAHR Congress. AUTH. Thessaloniki. Greece. 24–29 August 2003. V.1.THEME. p. 381–388.
12. Horn D.A., Imberger J. and Ivey G. N. The degeneration of large-scale interfacial gravity waves in lakes. J. Fluid Mech. p. 181–207, 2001.
13. Mc. Cormick M.J, Scavia D. Calculation of Vertical Profiles of Lake-Averaged Temperature and Diffusivity in Lakes Ontario and Washington// J. Water Resources Research, 1981, vol.17, N 2, p. 305–310.
14. Mellor G.L., Yamada T. Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems // Rev. Geophys. Space Phys. 1982. 20. p. 851.
15. Serra T., Vidal J., Casamitjana X. The role of surface vertical mixing in phytoplankton dis-tribution in a stratified reservoir. // Limnol. Oceanogr. 2007, 52(2), p. 620–634.
16. Umlauf L., Lemmin U. Interbasin exchange and mixing in the hypolimnion of a large lake: The role of long internal waves. // Limnol. Oceanogr., 2005, 50(5), p. 1601–1611.

ЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ В ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

Жуков Ю.Н.

Рассмотрены логические особенности, лежащие в основаниях разработки вероятностных и гидродинамических моделей в гидрометеорологии. Особое внимание уделено процедуре экспликации – логическим основаниям перехода от индуктивных понятий к дедуктивным.

В последние десятилетия достигнут значительный прогресс в науках о Земле благодаря улучшению систем наблюдений и пониманию закономерностей геосистем [8,9]. Массово разрабатываются математические модели, описывающие разнообразные гидрометеорологические явления и поля. Это можно связать как с широким применением компьютеров в системе гидрометобеспечения, так и с повышением математической подготовки специалистов. Число печатных работ о математических моделях окружающей среды такое большое, что возникает впечатление, что гидрометеорологам, осуществляющим гидрометобеспечение, нужно только нажать на клавишу ЭВМ и все возможные прогнозы будут напечатаны и отправлены потребителям автоматически.

Актуальность

Все большую роль в управленческом контуре различного уровня играют автоматизированные системы управления (АСУ). Их назначение – оперативный выбор оптимального решения на множестве различных ситуаций и сценариев поведения. В структуре АСУ почти всегда присутствует блок учета влияния окружающей среды. Ясно, что этот блок должен быть полностью автоматизирован, то есть включать программы, основанные на математических моделях окружающей среды. Даже минимальное участие человека в работе этого блока сводит на нет всю эффективность применения ЭВМ. АСУ исчезает и превращается в медлительную интерактивную систему. АСУ с учетом влияния окружающей среды дело будущего.

Таким образом, несмотря на обилие математических моделей окружающей среды в практике гидрометобеспечения по-прежнему преобладает человеческий фактор. И здесь возникают естественные вопросы. Почему тормозится практическое внедрение математических моделей в практику гидрометобеспечения? С чем это связано?

Особенности объекта исследования в гидрометеорологии

Океан и атмосфера Земли чрезвычайно изменчивы в бесконечном диапазоне частот и обладают потенциально бесконечным набором характеристик, описывающих их. Бесспорно, что сложность этой системы необъятна и это сказывается на качестве математических моделей. Однако, как представляется автору, следует рассмотреть и другие возможные причины, например, чисто логические. Как будет показано, логические особенности построения математических моделей атмосферы и океана играют важную роль в эффективности их практического применения.

В гидрометеорологии эксперимент невозможен – нельзя вызвать принудительно некоторое метеорологическое явление с заданными фиксированными условиями для установления закономерных связей. Исследователю доступны только наблюдения. Поэтому модель строится на основании анализа наблюдений и соответствие модели явлению проверяется тоже по наблюдениям.

Особенности предмета исследования гидрометеорологии в области логических методов

Особенности объекта определяют повышенные требования к логической строгости в проведении умозаключений и в частности в основах конструирования математических моделей. Основная задача состоит в том, чтобы от наблюдений перейти к математическому описанию явления, а после вычислений интерпретировать полученные результаты и сопоставить с наблюдениями. В этой цепочке базовым этапом является этап перехода от наблюдений к математическому описанию. Этот этап в логике прикладных научных исследований называется процедурой экспликации. Применение этой процедуры обеспечивает снижение риска получения ошибочной модели.

Процедура экспликации

Эта процедура определяет логическую безошибочность перехода от индуктивной области наблюдений в дедуктивную область математики. Гидрометеорологические термины не соответствуют математическим. Задача экспликации состоит в том, чтобы однозначно определить гидрометеорологический термин терминами математическими. При этом область значения гидрометеорологического термина, выраженного математическими терминами, сужается. Математические модели уже поэтому обладают ограниченным сходством с соответствующими реальными явлениями и процессами. Собственно говоря, операция экспликации это есть математическое прочтение динамики окружающей среды. Заметим, что обратная опера-

ция – перевод результатов математического моделирования, представленный в математических терминах, обратно в гидрометеорологические термины называется интерпретацией.



Рис. 1. Место процедуры экспликации в математическом моделировании гидрометеорологических явлений.

Основные условия экспликации:

1. Эксплицирование должно быть осуществлено в конструктивных математических образах.
2. Наблюдаемые основные свойства явления должны быть сохранены в свойствах моделей по возможности полнее.

В операции экспликации обязательно применяются допущения, называемые эмпирическими. Эти допущения характеризуются следующими чертами [3]:

1. Они являются внелогическими допущениями. С логической точки зрения они выполнимы, но не являются логически истинными.
2. Они не могут быть подтверждены или опровергнуты эмпирически.
3. Они говорят о возможности или невозможности построить какие-то знания в данной области науки, но не определяют эти знания конкретно, то есть в терминах данной науки. С этой точки зрения они не расширяют дедуктивную базу данной науки, но лишь ориентируют исследование в некотором направлении.
4. Не существует никаких логических критериев предпочтения одних эмпирических допущений другим.
5. Они должны быть построены так, чтобы не возникали логические противоречия по их вине.

Игнорирование процедуры экспликации в гидрометеорологии снижает эффективность математических моделей. Процедура экспликации выполняется всегда при конструировании математических моделей гидрометеорологии. Неважно явно или неявно она выполняется, но важно, каково ее качество – ее логическая строгость. Рассмотрим качество экспликации при конструировании вероятностных и гидродинамических моделей.

Особенности существующей экспликации в область теории вероятностей

Экспликация в теорию вероятности осуществляется по следующей схеме. Например, говорится, что изменчивость некоторого наблюдаемого ряда измерений непредсказуема, поэтому этот ряд является случайным, следовательно, можно применить теорию вероятности для его описания. Традиционно применяют (классическую) теоретико-мерную теорию Колмогорова. Однако в этой теории вероятности не определено понятие случайности, хотя и есть термины «случайная величина», «случайный процесс». В Таблице 1. представлены основные виды математических теорий вероятности. Там, где это понятие определено, оно специфично и действительно только для этого вида теории вероятностей.

Классическая теория вероятностей имеет несколько различных реализаций. Эти реализации определяются числовой системой, положенной в основание определения значений случайной величины. Например, в последнее время широкое распространение при описании физических процессов получила классическая теория вероятности на основе p -адических чисел [11]. Это «аналог» действительных чисел. Они, как и действительные числа, образуются из рациональных чисел, но с другим правилом определения величины (нормы) рационального числа. В отличие от обычной теории вероятностей, основанной на действительных числах, в версии теории вероятности, основанной на p -адических числах, значение вероятности может быть и отрицательным. Какая из этих двух реализаций лучше описывает изменчивость гидрометеорологических процессов?

Таблица 1.

Виды математических теорий вероятности

Теория	Автор	Дата	Случайность
Комбинаторная	Я. Бернулли	1713	Определена
Статистическая	Фон Мизес	1919	Определена
Теоретико-мерная	А.Н. Колмогоров	1933	Не определена
Алгоритмическая	А.Н. Колмогоров	1965	Определена
Геометрическая	В. Бляшке	1920	Не определена

Еще одна логическая проблема связана с логическим согласованием вероятностной модели с другими областями науки. Для оценок вероятностных параметров моделей необходимы измерения, но в теории измерений включен постулат о том, что случайную величину (функцию и т.п.) измерить нельзя [7].

Какая из этих теорий вероятности более пригодна для описания изменчивости гидрометеорологических процессов можно определить только в процедуре экспликации.

Особенности существующей экспликации в область теории гидродинамики

Гидродинамические модели в гидрометеорологии базируются на классической теории механики сплошных сред, а конкретно на уравнении Навье-Стокса. Однако существуют и другие механики сплошных сред, основанные на других предпосылках [5, 10]. В Таблице 2. приведены три вида существующих теорий сплошных сред и отношение к уравнению Навье-Стокса. Какая из этих теорий более соответствует динамике гидрометеорологических полей неизвестно. Последние исследования свойств морской воды [4] стимулируют ожидание разрешения этой коллизии.

В гидродинамике так же существует проблема с обоснованием выбора числовой системы. Например, в настоящее время многие разделы физики, в том числе и гидродинамические, переписываются с использованием рациональных чисел [2].

Существенная логическая проблема связана с определением класса функций, среди которых ищется решение гидродинамической модели. Действительно, всегда в качестве такого класса явно или чаще всего неявно берется класс гладких функций. Однако уже в 80-х годах прошлого века показано на основе наблюдений полей температуры, свободно дрейфующих буев, что все гидрометеорологические поля за исключением приливных, более адекватно описываются всюду недифференцируемыми функциями – фракталами, например, [13]. Это справедливо для всех диапазонов частот изменчивости. Фракталы – принципиально недифференцируемые функции.

Для уравнения Навье-Стокса нет доказательства существования и единственности решения даже для простейшего случая гладкого решения [6]. Эта проблема входит в число семи проблем тысячелетия (Millennium Prize Problems), объявленных институтом Клея [12]. За ее решение предложен приз в миллион долларов США. Забавный факт: никто еще не вычислил движения чаинки в стакане с чаем [1].

Только процедура экспликации позволит определить, какая из этих теорий гидродинамики более адекватно описывает движения океана и атмосферы.

Таблица 2.

Виды математических теорий сплошных сред

Теория	Автор	Дата	Случайность
Классическая	Эйлер, Лагранж, Навье, Стокс	XVIII–XIX	Включает
Рациональная	К. Трусделл	1972	Включает с условиями
Динамико-винтовая	В.А. Коноплев	1999	Исключает

Заключение

На взгляд автора будущее благополучие гидрометеорологии во многом зависит от повышения логической строгости процедуры экспликации при конструировании математических моделей гидрометеорологии. Это позволит практику-гидрометеорологу точнее интерпретировать результаты моделирования и разработать полностью автоматизированные блоки АСУ.

Logical features mathematical models in hydrometeorology

Zhukov Y.N.

The logical features lying in the bases of development of probabilistic and hydrodynamic models in hydrometeorology are considered. The special attention is paid to procedure of an explication – to the logical bases of transition from inductive concepts to deductive.

Литература

1. Бетяев С.К. Гидродинамика: проблемы и парадоксы. // Успехи физических наук, т. 165, № 3, 1995. – с. 299 – 330.
2. Владимиров В.С., Волович И.В., Зеленов В.И. р-адический анализ и математическая физика. – М.: Наука, Физматлит, 1994. – 352 с.
3. Зиновьев А.А. Очерки комплексной логики. – М.: Эдиториал, 2000. – 560 с.
4. Ингель Л.Х., Калашник М.В. Нетривиальные особенности гидродинамики морской воды и других стратифицированных растворов. // Успехи физических наук, т. 182, №4, 2012. – с. 379–406.
5. Коноплев В.А. Алгебраические методы в механике Галилея. – СПб.: Наука, 1999. – 288 с.

6. Ладыженская О.А. Шестая проблема тысячелетия: уравнения Навье-Стокса, существование и гладкость. // Успехи математических наук, т. 58, вып. 2(350), 2003. – с. 46 – 78.
7. Лячев В.В., Сирая Т.Н., Довбета Л.И. Основы теории измерений физических величин. – СПб.: Издательство СПбГЭТН «ЛЭТИ», 2004. -310 с.
8. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. – Л.:ГИМИЗ, 1974. – 303 с.
9. Пененко В.В. Математические модели окружающей среды и их использование для решения практических задач. Научное сообщение. // В Президиуме Академии наук СССР. 1986, т. 1, №7. с. 59 – 72.
10. Трусделл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. – М.: Мир, 1975. – 592 с.
11. Хренников А.Ю. Неколмогоровские теории вероятностей и квантовая физика. – М.: Издательство Физико-математической литературы, 2003. – 208 с.
12. <http://www.claymath.org/millennium-problems/navier-stokes-equation>
13. Sanderson B.G., Booth D.A. The fractal dimension of drifter trajectories and estimates of horizontal eddy-diffusivity. // Tellus, 1991, 43A, 334–349.

СТРУКТУРА СПЕКТРОВ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Мельников В.А.

Предметом работы является исследование статистических свойств процессов в системах гидродинамического типа, структуры спектров, проявлений самоподобия в спектральных и взвешенных разложениях временных рядов колебаний параметров некоторых гидрометеорологических, геофизических и других систем, а также выяснение физических причин и динамических механизмов, определяющих такие свойства. Рассмотрены разномасштабные вариации метео-элементов на метеостанциях; давления в центрах действия; атмосферных индексов; спутниковых ветра; гидрологических параметров и течений в морях и открытом океане; морского волнения, чисел Вольфа и др.

Колебания параметров в геофизических системах имеют спадающие по частоте спектры мощности («красный» шум) с отдельными пиками на частотах, где имеются повторяющиеся внешние воздействия. Повсеместно встречающееся самоподобие (фрактальность) изменчивости в геофизических полях, когда изучаемый сигнал на больших масштабах (временных и пространственных) является растянутой копией сигнала на малых масштабах, проявляется в Фурье спектрах в виде повторяющихся интервалов спадания, разделённых сравнительно узкими плато. Линейное падение логарифмического спектра с наклоном минус два описывается авторегрессионной моделью первого порядка, а отдельные пики – моделями с порядком два и более.

Посредством сравнения с тестовыми, заведомо фрактальными, рядами типа «случайных блужданий» и кривой фон Коха, выявлены проявления самоподобия в структурных особенностях взвешенных и Фурье разложений временных рядов.

В физическом смысле отклик гидродинамической системы на множественные случайные по фазе и амплитуде внешние воздействия есть нормальный шум, преобразованный в системе с релаксацией, временной масштаб которой определяется физическими свойствами среды.

Введение

Долговременные наблюдения в геофизических системах показывают, что изменчивость фазовых параметров, описывается спадающими по частоте спектрами с отдельными пиками на частотах, где имеются циклические внешние воздействия [2]. В частности, в подклассе систем гидродинамического типа (атмосфера и океан), спектры по структуре обычно состоят из групп максимумов суточных и годовых колебаний (с обертонами и тонкой структурой) на фоне т.н. "красного" шума [6].

Главной причиной временных изменений параметров в системе атмосфера-океан является поток солнечной радиации, который имеет предска-

зуемые строго периодические компоненты и случайные колебания, связанные с облачностью, переносом воздушных масс, состоянием поверхности моря и др.

Вся совокупность и разнообразие элементарных взаимодействий падающих фотонов с молекулами среды на уровне микромасштаба (порядка длины световой волны) в атмосфере, облаках и верхних слоях воды и суши, в масштабах Земли создаёт каскад разномасштабных динамических и иных процессов трансформации солнечной энергии, и непредсказуемые климатические изменения, в частности.

Наблюдения на многочисленных метеостанциях и сравнительно редких буйковых станциях показывают, что в атмосфере и океане значительные флуктуации параметров проявляются уже на малых временных масштабах, например, в водной среде, начиная от ~10 сек и пространственных масштабах - от ~10 см (а в атмосфере – с ещё меньших масштабов), причём повсеместно встречаются разномасштабные фронты, с резкими изменениями параметров, что принципиально ограничивает возможности численных моделей. Вторая сложность – это нестационарность и неоднородность гидрометеорологических процессов, вследствие перемежаемости. При этом оказывается, что средние статистические характеристики и тренды, рассчитанные по длинным рядам измерений, неадекватны.

В исследованиях гидродинамических систем фундаментальным является определение отклика системы на упорядоченные и случайные внешние воздействия. Как показано в модели турбулентности Ландау [5], усложнение поля скорости происходит за счёт развития иерархии неустойчивостей с несоизмеримыми временными масштабами, причём имеет место и обратный (в сторону больших масштабов) каскад передачи кинетической энергии.

Из универсальности турбулентных движений в природе видимо следует, что в вариациях динамических параметров, описывающих сплошную среду, повсеместно проявляется свойство самоподобия (фрактальности), когда измеряемый сигнал на больших масштабах (временных и пространственных) является растянутой копией сигнала на малых масштабах [13].

В основе предположения Колмогорова [7] о масштабной инвариантности (теория распределении энергии по частотам и волновым числам в т.н. инерционном интервале турбулентности) видимо лежит фундаментальное свойство сплошных сред, когда в природной системе, согласно принципу Ле Шателье, происходят процессы, ослабляющие внешнее воздействие. В сплошной среде возникают необратимые потоки физической величины в направлении, обратном её градиенту, в результате чего система приближается к равновесию за счёт диффузии, диссипации и конвективного переноса с гидродинамической скоростью $U(\mathbf{r}, t)$, которая определяется из уравнений Навье-Стокса [1,2,7,8,9,12].

Отметим, что процесс эволюции гидродинамической системы под действием случайного (в виде белого шума) внешнего воздействия рассматривался в работе [14] с целью описания флуктуаций температуры воздуха на климатических масштабах.

Цель работы и мотивация

Предметом работы является исследование общих статистических свойств процессов в системах гидродинамического типа, структуры спектров, проявлений самоподобия в спектральных и вэйвлет разложениях временных рядов изменений параметров некоторых гидрометеорологических, геофизических и других систем, а также выяснение физических причин и динамических механизмов, определяющих такие свойства.

Мотивация основана на стремлении найти доказательства того, что флуктуации параметров (на разных пространственно–временных масштабах) в существенной степени обусловлены процессом адаптации гидродинамической системы к внешнему воздействию с последующей релаксацией после снятия или изменения воздействия. В результате адаптации, локально, отклик системы на множественные случайные по фазе и амплитуде воздействия можно рассматривать как нормальный шум, преобразованный в системе с релаксацией, временной масштаб которой определяется физическими свойствами среды.

Экспериментальные данные и методы обработки

Анализ основан на данных измерений в различных сплошных средах, таких как гидрологические параметры и течения в океане; измеренные на метеостанциях метеозаписи; климатические и палеоклиматические ряды температуры; изменения давления в центрах действия; атмосферные индексы; измерения морского волнения, долговременные ряды чисел Вольфа, а также некоторые геофизические индексы.

Использовались данные стандартных метеорологических измерений в период 1998–2014 гг. на 134 прибрежных метеорологических станциях (из списка сети ВМО) вокруг всего побережья Черного моря, а также в некоторых регионах Северного полушария (www.meteoinfospace.ru), включая более продолжительные (1938–2014 гг.) измерения на метеорологической станции Геленджика; базы данных NCEP-NCAR, QuickSCAT и PathFinder v5, а также данные измерений на гидрофизическом Полигоне ИО РАН на Черном море, в Баренцевом и Карском морях и в некоторых районах открытого океана.

С учётом перемежаемости и других нестационарностей и неоднородностей исследуемых полей, рассчитаны вейвлет-диаграммы, а также распределения по частоте проинтегрированной по времени вэйвлет-плотности, которая сравнивалась с Фурье-спектром мощности. Условия, что интегралы от спектра мощности по частотам и вэйвлет-плотности по временным масштабам равны дисперсии реализации, использовались для контроля расчётов.

Спектр мощности рассчитывался на основе представления ряда измерений обобщённого параметра $V(t)$, в декартовой системе координат, в точке с координатами $r: \{x, y, z\}$, в моменты времени $t_i = i\delta t$, $i=1, 2, \dots, N$, при помощи ряда Фурье:

$$\sum_{m=1}^{\frac{N}{2}-1} \hat{V}_m e^{if_m t}, V(t) = \text{Re},$$

где $\hat{V}_m = [2/(N\delta t)] \sum \delta t V_k(t) \exp(-i2\pi m k / (N\delta t))$ – коэффициенты Фурье на частотах $f_m = 2\pi m / (N\delta t)$, δt – интервал дискретизации. Матрица S_{ij} спектра мощности векторной величины $V(t)$ определяется как $S_{ij} = \langle \hat{u}_i^* \hat{u}_j \rangle$, где \hat{u}_i – компоненты вектора \hat{V}_m ; значок * – комплексное сопряжение; скобки обозначают осреднение по ансамблю, которое в силу гипотезы об эргодичности процесса, заменяется на осреднение по окну полосы разрешения [10–11].

В соответствии с [16], непрерывное прямое вэйвлет-преобразование $Wn(s)$ определяется как свёртка последовательности значений обобщённого параметра X_i , $i=0, 1, \dots, N-1$, с функцией $\psi_n((n'-n)\delta t/s)$, которая задаётся как нормированная и растянутая копия компактного ядра $\psi_0(\eta)$:

$$W_n(s) = \sum_{n'}^{N-1} X_{n'} \psi^* \left(\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right),$$

где: * – комплексное сопряжение; S – масштаб временного вэйвлет-окна; n – индекс момента времени. Среди некоторого класса подходящих функций можно выбрать удобный вэйвлет Морле:

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i 2\pi f_0 \eta} e^{-\eta^2/2}$$

с преобразованием Фурье $\widehat{\Psi}(f) = \pi^{-1/4} H(f) e^{-\pi(f-f_0)^2}$, где $H(f)$ – функция Хэвисайда. Условия нормировки важно выбирать так, чтобы дисперсия ряда (общая "энергия") равнялась сумме квадратов $W_n(s)$, согласно теореме Парсеваля.

Спектральные свойства и структура вэйвлет диаграмм долговременных рядов физических параметров сравнивались с характеристиками тестовых, заведомо фрактальных рядов типа «случайных блужданий» – Броуновского движения и кривой фон Коха.

Особенности разномасштабных вариаций гидрометеорологических параметров

Сравнение автоспектров данных метеостанций в Северном полушарии показывает, что в интервале периодов 3 часа - ~3 года структура спектров, в основном, имеет вид как на Рис.1а. Отмечаются мощные пики годовых (сезонных) и суточных колебаний. Обертоны главных составляющих прослеживаются до третьего порядка. Все пики имеют тонкую структуру. Спектральный фон для периодов более года близок к белому шуму, с тенденцией небольшого увеличения энергии колебаний на периодах более 2 лет. Падение спектральной плотности в высокочастотном "хвосте", исследуется ниже.

Спектр индекса NAO (Рис. 1б, нижняя кривая) напоминает белый шум, т.к. операция первых разностей для значений давления в центрах действия (Азорский максимум и Исландский минимум давления) равносильна дифференцированию, и, соответственно, высокочастотной фильтрации ряда атмосферного давления. Вследствие этого, ряд индекса NAO приближается к белому шуму на низких частотах.

Спектр индексов солнечной активности (чисел Вольфа) на Рис. 1б, (верхняя кривая) показывает ярко выраженные максимумы: ~ 11-летний и в интервале 27,50–27,48–27,47 сут. с шириной пика в интервале периодов 30–25 сут. Первый соответствует периоду солнечной активности, второй – вращению Солнца вокруг собственной оси. Вращение Солнца – неравномерное и составляет в среднем около 27 суток, от 25 на экваторе до 31 суток вблизи полюсов.

Спектры температуры воды на поверхности моря в целом подобны спектрам температуры воздуха, хотя суммарная дисперсия первых меньше, а также наклоны в спектрах слегка отличаются (Рис. 1а).

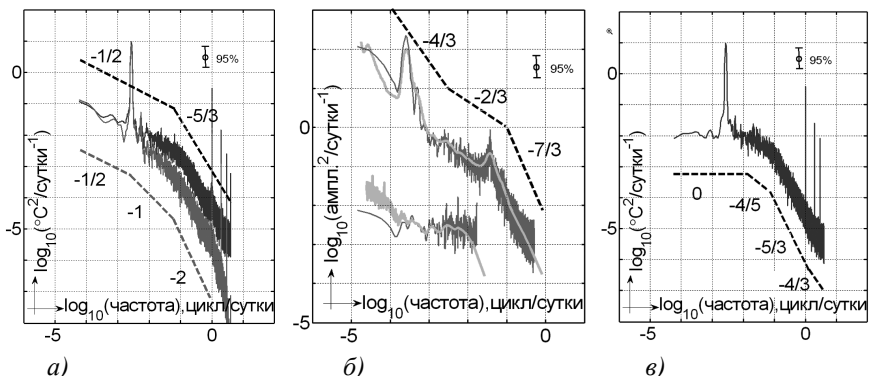


Рис. 1. Типичные спектральные плотности некоторых геофизических фазовых параметров в логарифмических координатах: а) температуры воздуха "по срокам" (верхняя тёмная сплошная кривая) и воды на поверхности моря, ежесуточные значения (серая сплошная) на метеостанции Геленджика; б) индекса солнечной активности (верхняя сплошная кривая), дискретность 10 сут., и индекса NAO (Северо-Атлантическое колебание) (нижняя сплошная кривая), ежемесячные значения, (светлыми кривыми показаны спектры проинтегрированной по масштабам времени вэйвлет-плотности); в) модель временного ряда колебаний температуры воздуха. Пунктирные линии и цифры около них показывают наклоны участков спектров.

По временному ряду срочных наблюдений на метеостанции г. Геленджика была построена модель колебаний температуры воздуха $Y(t_i)$ в виде суммы среднего значения, трендовой составляющей и гармонических колебаний, соответствующих пикам спектральной энергии на фоне красного шума $X(t_i)$:

$$Y(t_i) = A_0 + A_1 t_i + \sum A_j \sin((2\pi/T_j)t_i - F_j) + X(t_i),$$

где суммирование проводится по всем наблюдаемым спектральным пикам $j = 2, \dots, 8$.

Красный шум сформирован из белого нормального шума $Z(t_i)$ с дисперсией $(\sigma_Z)^2 = 14.6937(^\circ\text{C})^2$ с применением итерационного процесса авторегрессии 2 порядка:

$$X(t_i) = \alpha_1 X(t_{i-1}) + \alpha_2 X(t_{i-2}) + \sigma_Z Z(t_i)$$

Значения параметров модели определялись по реальному ряду при помощи спектральных компонент. Среднее значение и тренд:

$$A_0 = -18.527 \text{ } ^\circ\text{C}; A_1 = 4.4337 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{сут.};$$

Соответственные амплитуды гармоник получены как $A_j = (2 D_j)^{1/2}$, где дисперсии D_j вычислены интегрированием спектральной плотности по полосе каждого из пиков и равны:

$$D_j = [49.3307 \ 0.2700 \ 0.1300 \ 1.8598 \ 0.1255 \ 0.0400 \ 0.0300] \\ \pm 1.0 \cdot 10^{-4} \text{ (} ^\circ\text{C)}^2,$$

причём периоды пиков равны $T_j = [365.5 \ 183 \ 120 \ 1 \ 1/2 \ 1/3 \ 1/4]$ суток; фазы гармоник – $F_j = [\pi/2 \ 0 \ 0 \ \pi \ \pi/4 \ \pi/2 \ \pi]$ радиан;

Параметры авторегрессии: $\alpha_1 = 0.955 \pm 0.005$, $\alpha_2 = 0$. Фактически оказалось, что красный шум описывается уравнением авторегрессии первого порядка.

Как видно из Рис. 1в, модельный спектр адекватен реальному в полосе от частоты Найквиста вплоть до годовых колебаний, но не описывает "климатическое" увеличение энергии $S_T \sim f^{-0.5}$ на частотах ниже 10^{-3} сут^{-1} .

Для иллюстрации высокочастотных колебаний приводится пример измерений температуры на суточной гидрологической станции в Баренцевом море в июле 2012 г. на глубине 3 м, с дискретностью 10 сек. при глубине моря 20 м (Рис. 2).

Обращает на себя внимание структура спектров в виде чередующихся участков падения $S_T \sim f^{-2}$, разделённых плато. Подобные структуры наблюдаются в спектре Фурье и вэйвлет диаграмме модельного ряда фрактальной кривой фон Коха (Рис. 3).

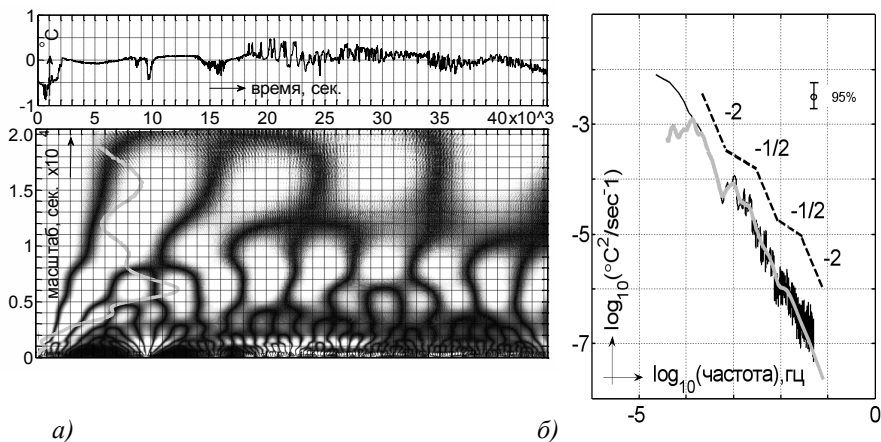


Рис. 2а. Сравнение вэйвлет и Фурье спектров изменений температуры на суточной гидрологической станции в Баренцевом море. Верхняя панель – реализация, временной ход температуры воды. Нижняя панель – вэйвлет плотность. Справа: **Рис. 2б,** спектр Фурье – темная сплошная кривая; вэйвлет спектр – светлая сплошная линия; пунктирные линии и цифры около них показывают наклоны участков спектра.

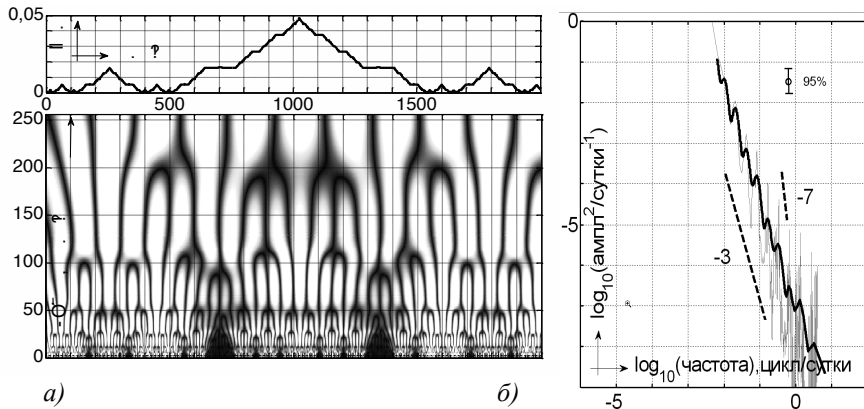


Рис. 3. Вэйвлет диаграмма (а) и структура спектра Фурье (б) модельного ряда фрактальной кривой фон Коха.

Псевдолагранжевы траектории, сравнение прогрессивно-векторных диаграмм ветра и броуновских траекторий

Движение индивидуальных жидких элементов в сплошной среде под воздействием поля скорости, удовлетворяющего уравнениям Навье-Стокса $\mathbf{U}(\mathbf{r}, t)$, находится из соотношения $d\mathbf{X}/dt = \mathbf{U}(\mathbf{r}, t)$, где $\mathbf{X}(\mathbf{r}, t)$ – координаты частицы жидкости на траектории. При измерениях в точке \mathbf{r}_0 (например, на метеостанции) удобно представить вариации скоростей течений в форме прогрессивной векторной диаграммы течений или псевдолагранжевой траектории:

$$\begin{aligned} &\approx \sum_{i=1}^{i=n} \mathbf{U}(t_i) \delta t \int_0^{t_n} \mathbf{U}(\mathbf{r}_0, t) dt \\ \mathbf{X}(\mathbf{r}_0, t_n) &= \int_0^{t_n} \mathbf{U}(\mathbf{r}_0, t) dt \approx \sum_{i=1}^{i=n} \mathbf{U}(t_i) \delta t \end{aligned}$$

По данным многолетних (1938–2014 гг.) измерений на Геленджикской прибрежной метеостанции рассматривался процесс формирования климатической изменчивости системы атмосфера - море из синоптических состояний. В основе механизма эволюции полей от малых временных масштабов к большим лежит характерная совокупность изменений вектора ветра, названная "Элементарный цикл" (ЭЦ). Типичные изменения в ЭЦ характеризуются циклической сменой направлений доминирующего ветра от юго-восточного к северо-восточному и обратно. Подобие временного хода ветра в ЭЦ разной продолжительности рассматривается как фрактальность изменчивости ветра (Рис. 4). Фрактальность обусловлена региональными синоптическими процессами и повторяемостью в развитии типичных региональных барических структур.

Траектории Броуновского случайного блуждания похожи на прогрессивные векторные диаграммы ветра. Структуры спектров и вэйвлет диаграммы Броуновской траектории показаны на Рис. 5. Накопление значений (интегрирование) соответствует низкочастотной фильтрации и приводит к спадаанию спектра как $S_U \sim f^{-2}$.

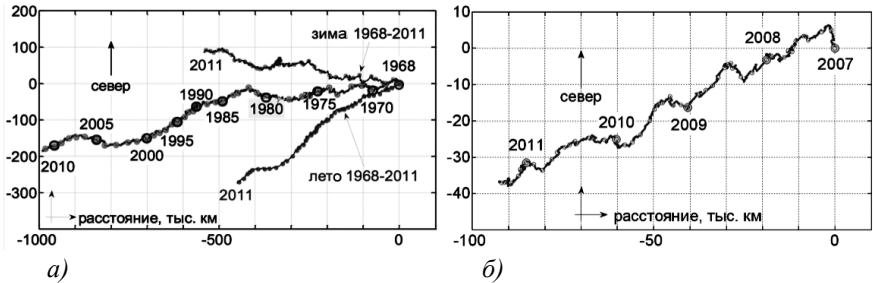


Рис. 4. Прогрессивные векторные диаграммы ветра на метеостанции Геленджика (кружками обозначены годы): а) фрактальная кривая многолетних изменений ветра в период 1968–2012 гг.; б) элементарные ветровые циклы и признаки самоподобного случайного процесса - характерные сезонные автоколебания ветра: первая фаза ЭЦ – ЮВ ветер; вторая фаза – переходный период слабых ветров разных направлений; третья фаза – СВ ветер.

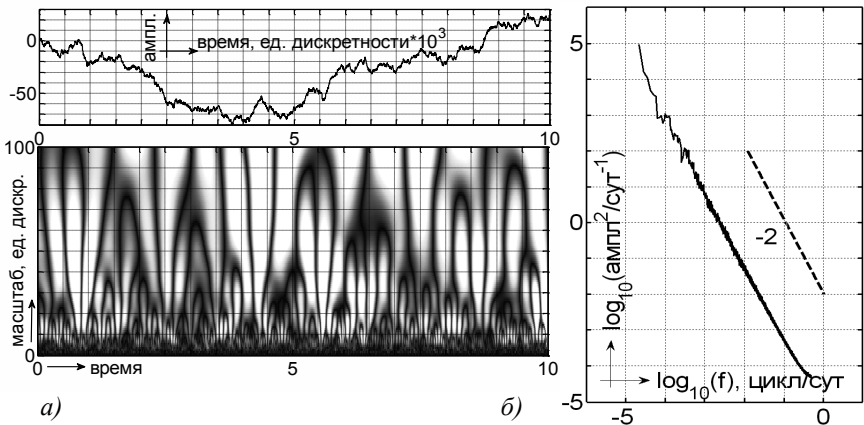


Рис. 5. Броуновское случайное блуждание(вверху), параметр Hurst $H=0.7$; где H находится из уравнения $0.5Var(Fbm(t)-Fbm(s)) = \nu |t-s|^{2H}$, где Var – дисперсия, $Fbm(t)$ – амплитуда броуновской одномерной траектории в текущий момент времени t , s – временной сдвиг, $\nu = const$; вэйвлет-диаграмма (внизу) и Фурье-спектр (Рис.5 б, справа).

Эвристическое рассуждение о структуре временных спектров

Для объяснения спада спектра по закону $S_T \sim f^{-2}$, рассмотрим простую модель формирования флуктуаций температуры в воде. Красный шум описывается моделью авторегрессии первого порядка (Марковский процесс):

$$X_n - \mu = \alpha(X_{n-1} - \mu) + Z_n,$$

где Z_n – некоррелированный белый шум с дисперсией σ_Z^2 и корреляционной функцией $\gamma(u)$: $\gamma(u) = \sigma_Z^2 \delta(u)$, где $\delta(u)$ – δ -функция. Коэффициент авторегрессии α характеризует релаксацию процесса и подбирается эмпирически, например, методом наименьших квадратов. Соответствующий спектр мощности P_k :

$$P_k = \frac{1-\alpha^2}{1+\alpha^2-2\alpha\cos\left(\frac{2\pi k}{N}\right)} P_k = \frac{1-\alpha^2}{1+\alpha^2-2\alpha\cos\left(\frac{2\pi k}{N}\right)},$$

где $k=0, \dots, N/2$ – индекс частот $f_k=2\pi k/(N\delta t)$.

Как показано в книге [3], процессу авторегрессии первого порядка соответствует уравнение:

$$TX'(t) + (X(t)-\mu)=Z(t),$$

с функцией отклика $h(u) = e^{-u/T}$, $0 \leq u \leq \infty$, $h(u)=0$, $u < 0$ и спектром мощности:

$$P_{XX} = \frac{\sigma_Z^2}{1+\left(\frac{2\pi f}{T}\right)^2}, \quad -\infty \leq f \leq \infty.$$

В частности, рассматривая упрощённые уравнения баланса тепла на границе раздела атмосфера-океан, можно показать [15], что:

$$\rho c_p (\theta_t + \mathbf{U} \cdot \nabla \theta) = \text{div}(\mathbf{Q} + \mathbf{I}_R),$$

где c_p – теплоёмкость при постоянном давлении, θ – потенциальная температура, \mathbf{Q} – поток тепла, \mathbf{I}_R – объёмный источник тепла вследствие потока солнечной радиации, \mathbf{U} – скорость течений. Это уравнение, без учёта адвекции, можно привести к виду [14]:

$$\tau T_t - \lambda^2 \nabla^2 T + T = F(\mathbf{r}, t),$$

где $\tau = C/B$, временной масштаб релаксации системы, C – локальная теплоёмкость, D – термическая диффузия, B – коэффициент отдачи тепла в окружающую среду, $\lambda = (D/B)^{1/2}$ – горизонтальный масштаб, $F(\mathbf{r}, t)$ – внешний источник тепла, который может включать периодические компоненты (сезонные, суточные), связанные с солнечным прогревом и случайные потоки тепла.

Физический смысл процесса следует из фундаментального решения:

$$T(\mathbf{r}, t) = (\tau/4t) \exp(-r^2 \tau/4\lambda^2 t - t/\tau), \text{ где } \mathbf{r} = xi + yj, |\mathbf{r}| = r.$$

Тепло после точечного вспрыска (например, в результате потери энергии фотоном) распространяется на расстояние λ за время релаксации τ .

Вводя преобразование Фурье для функций T и F :

$$T(\mathbf{r}, t) = \int \hat{T}(\omega, k) e^{ik\omega r - \omega t} dk d\omega,$$

$$F(\mathbf{r}, t) = \int \hat{F}(\omega, k) e^{ik\omega r - \omega t} dk d\omega,$$

где $\omega = 2\pi/T$, $|\mathbf{k}| = 2\pi/L$, $\omega, |\mathbf{k}|$, – частота и волновое число, получим спектр мощности из преобразования Фурье уравнения теплопроводности:

$$P(\omega, k) = \langle |\hat{T}(\omega, k)|^2 \rangle = \langle |\hat{F}(\omega, k)|^2 \rangle / (\tau^2 \omega^2 + (\lambda^2 k^2 + 1)^2),$$

причём для источника тепла в виде белого шума имеет место соотношение:

$$\langle |\hat{F}(\omega, k)|^2 \rangle = \sigma_F^2 \langle |\hat{F}(\omega, k)|^2 \rangle = \sigma_F^2 = const.$$

Таким образом, получена зависимость автоспектров мощности колебаний температуры в сплошной среде от частоты и волновых чисел $S_U \sim f^{-2}$ и $S_U \sim k^{-2}$.

Выводы

1. Обобщённый спектр фазовых параметров в системах гидродинамического типа имеет "красный" вид и состоит из красного шума и энергетических интервалов, соответствующих внешним и инерционным воздействиям. Красный шум моделируется авторегрессионным процессом первого порядка, что отвечает системе белого шума с релаксацией.

2. В колебаниях параметров рассмотренных геофизических систем повсеместно наблюдаются разномасштабные самоподобные циклы, которые проявляются в Фурье спектрах в виде чередующихся плато и интервалов спада спектральной плотности (по закону минус два в логарифмических координатах), а на вейвлет-диаграммах – в виде характерной иерархической структуры разномасштабной текущей дисперсии ("грабли").

3. В физическом смысле, отклик гидрофизической системы на множественные случайные по фазе и амплитуде воздействия можно рассматривать как нормальный шум, преобразованный в системе с релаксацией, временной масштаб которой определяется физическими свойствами среды.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 23 РАН, проекта РНФ 14-17-00382, а также грантов РФФИ № 14-05-00159 и № 14-05-00792.

Spectra and interpretation of hydrophysical processes

Melnikov V. A.

The subject of work is to obtain statistical properties of processes in hydrodynamic type systems, including structure of spectra, self-similarity manifestations in spectral and wavelet decomposition of time series in some hydro-meteorological, geophysical, economic and other systems, and an attempt to bring to light physical reasons and dynamic mechanisms which control such properties.

Multi-scale variations of meteorological elements on the basis of weather stations; pressure in the "centers of action" and atmospheric indexes; satellite winds; hydrological parameters and currents in several seas and open ocean; sea waves, solar activity index (Wolf numbers) are considered.

Fluctuations in geophysical systems have power spectra falling down on frequency ("red" noise) with separate peaks in frequency bands, where there are cycling external forcing. Ubiquitous self-similarity (fractal) variability in geophysical fields, when the studied signal at larger scale (time and spatial) is the stretched copy of a signal at smaller scale, can be shown in logarithmic co-

ordinates of Fourier spectra as repeating intervals of linear fallings divided by comparatively narrow plateaus. Linear falling of a logarithmic spectrum with an inclination minus two can be described by the first order autoregressive model, and additional peaks – by models with order two and higher.

By means of comparison with test obviously fractal sequences such as "random walks" Brownian motion and von Koch curve, self-similarity can be traced in structural features of Fourier and wavelet decompositions of experimental time series.

In physical sense, the response of hydrodynamic system to multiple random in a phase and amplitude external forces can be considered as the normal white noise transformed to real spectrum due to a relaxation which time scale is defined by physical properties of the media.

Литература

1. Гледзер В.Б., Должанский Ф.В., Обухов А.М. Системы гидродинамического типа и их применение. М.: Наука, 1981, 367 с.
2. Голицын Г.С. Природные процессы и явления: волны, планеты, конвекция, климат, статистика. М.: ФИЗМАТГИЗ, 2004, 344 с.
3. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения, вып. 1,2. М.: МИР, 1972, 317+287 с.
4. Кривошея В.Г., Москаленко Л.В., Мельников В.А., Скирта А.Ю. Влияние изменчивости ветрового режима и термических условий на структуру и динамику вод в северо-восточной части Черного моря. Академиздатцентр РАН, М.: Наука, Океанология, т.52, №4, 2012, с. 484–498
5. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Гидродинамика. М.: Наука, 1986, 733 с.
6. Мельников В.А., Москаленко Л.В., Кузеванова Н.И. Особенности разномасштабных вариаций метеоэлементов" // Международная конференция памяти академика А.М. Обухова "Турбулентность, динамика атмосферы и климата", М.: ГЕОС, 2013, с.74.
7. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. т. 1–2, М.: Наука, 1965, 640+720 с.
8. Обухов А.М. Структура температурного поля в турбулентном потоке. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и географ., т. 13, №1, 1949, с.58–69.
9. Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980, 319 с.
10. Calman J. On the interpretation of ocean current spectra. Part I: The kinematics of three-dimensional vector time series. J. Phys. Oceanogr., v. 8, 1978, pp. 627–643.

11. Calman J. On the interpretation of ocean current spectra. Part II: Testing Dynamical Hypotheses. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 8, 1978, pp. 644-652.
12. Lorenz E. N. The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere. World Meteorological Organization, WMO No. 218, TP. 115, 1967, 161 pp.
13. Melnikov V.A., Moskalenko L.V., Golenko N.N. Boreal atmospheric circulation patterns on the basis of the world network weather station data. Vienna, EGU General Assembly, 2012, EGU2012-13175.
14. North G. R., Wang J. and Genton M. G. Correlation Models for Temperature Fields. *Journal of Climate*, v.24, 2011, pp. 5850-5862.
15. Soloviev A. and R. Lukas. The Near-Surface Layer of the Ocean. Structure, Dynamics and Applications. The Netherlands, Springer, 2006, 572 p.
16. Torrence C., Compo G.P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v.79, 1, 1998, pp. 61-78.

ОПЕРАТИВНАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ В ГИДРОМЕТЦЕНТРЕ РОССИИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С.

Кратко рассматривается предмет оперативной океанологии и работы Гидрометцентра России в этом направлении. Обсуждаются методические и технологические особенности действующих информационно-прогностических систем. Более подробно рассмотрены глобальная система усвоения океанографических данных и базовая система прогноза параметров ветрового волнения в Мировом океане и морях России. Приводится состав и обсуждаются особенности распространения информационной продукции.

Предмет оперативной океанологии

Информация о текущем и прогнозируемом состоянии вод морей и океанов необходима для обеспечения практических запросов со стороны разных отраслей морской деятельности: навигация, рыболовство, добыча минеральных ресурсов, прокладка подводных трубопроводных систем, рекреация и т.д. Пользователям такой информации требуются сведения о ветровом волнении, уровне моря, поверхностных и подповерхностных течениях, температурном режиме, плотностной структуре, состоянии ледового покрова и других характеристиках. Изменчивость со временем состояния вод океана на временных масштабах от нескольких суток до нескольких недель часто называют также океанской погодой. Подготовка информации, диагностической и прогностической, о меняющемся состоянии морской среды составляет задачу оперативной океанологии.

Оперативная океанология определяется как деятельность, включающая регулярное проведение океанографических и метеорологических наблюдений в морях и океанах, их быструю интерпретацию и доведение до пользователей интересующей их информации в удобной форме. Становление оперативной океанологии стало возможным благодаря наметившейся в 80–90-х годах прошлого века устойчивой тенденции к переводу наблюдательных систем в статус оперативных, когда все большее число океанских данных распространяется по международным каналам с минимальной задержкой по времени, как это давно уже практикуется для метеорологических данных в рамках Всемирной метеорологической организации (ВМО).

Отличительные особенности оперативной океанологии, послужившие основанием для выделения её в самостоятельную дисциплину и отличающие её от традиционного морского метеорологического обслуживания, характеризуются следующими признаками:

- использование данных новейших наблюдательных систем (волновые и прочие закоренные буи, дрейфующие метеорологические и океанографические буи, ныряющие буи Арго, дистанционные (спутниковые) средства получения данных о температуре поверхности воды, скорости ветра и течений, ветровом волнении, вариациях поверхности моря;
- использование автоматизированных технологий сбора, первичной обработки и скоординированного на международном уровне распространения оперативных данных наблюдений;
- применение сравнительно новых для океанологии методов тематической обработки наблюдательной информации (вариационное усвоение данных, фильтрация Калмана и др.), оказавшихся весьма эффективными при решении задач численного прогноза погоды;
- использование получивших заметное развитие гидродинамических моделей океанологических процессов, которые позволяют (на базе высокопроизводительных вычислительных систем) воспроизводить с гораздо большей адекватностью реальное состояние океанов и морей;
- регулярный выпуск диагностической и прогностической продукции, характеризующей текущее и ожидаемое состояние морской среды, подобно тому, как это происходит в успешно действующих метеорологических центрах;
- эффективное доведение информационной продукции до пользователей посредством технологий Интернет и других современных коммуникационных средств.

Необходимые условия для начала работ в перечисленных направлениях сложились к началу века, а 2000-е годы стали периодом бурного развития оперативной океанологии. В нескольких странах образованы специализированные национальные центры, инициированы и выполняются международные проекты, направленные на скоординированное решение наиболее важных и крупных задач оперативной океанологии, проводятся масштабные международные конференции. Произошел резкий рост публикаций, связанных с оперативной океанологией, появился ряд специализированных изданий, включая периодические журналы.

В последние десятилетия основным инструментом оперативного анализа и прогноза крупномасштабных (а сейчас и других, вплоть до мезомасштабных) метеорологических полей являются численные модели, основанные на решении задачи с начальными условиями для уравнений термогидродинамики атмосферы. С некоторым временным запаздыванием этот общий подход находит все более широкое применение и в оперативной океанологии. Круг решаемых к настоящему времени задач оперативной оценки текущего и ожидаемого состояния морской среды и, соответ-

ственно, состав конечной информационной продукции определяется уровнем взаимного развития составляющих главной триады оперативной океанологии "оперативные наблюдения – оперативная обработка (модели) – оперативная продукция". Основные задачи текущего периода и ближайших лет связаны с получением регулярной океанологической информации (продукции) по следующим направлениям:

- анализ полей температуры поверхности океана (ТПО) в океанах и морях на базе синтеза данных контактных и спутниковых наблюдений;
- прогноз параметров ветрового волнения в Мировом океане;
- прогноз параметров ветрового волнения в морях и отдельных частях их акваторий;
- диагноз характеристик ледового покрова в океанах и морях на базе синтеза данных контактных и спутниковых наблюдений;
- прогноз эволюции ледового покрова в океане и морях;
- прогноз колебаний уровня, включая ветровые сгонно-нагонные явления в морях:
- диагноз текущего состояния основных гидрофизических полей Мирового океана на базе усвоения оперативных океанографических данных;
- среднесрочный прогноз основных гидрофизических полей Мирового океана;
- диагноз текущего состояния основных гидрофизических полей для отдельных морей на базе усвоения оперативных океанографических данных;
- среднесрочный прогноз основных гидрофизических полей для отдельных морей.

Информационно-прогностические системы в Гидрометцентре России

Работы Гидрометцентра России по оперативной океанологии ведутся в русле этих общих тенденций и задач. Для некоторых из них уже реализованы или реализуются морские информационно-прогностические системы, для других такие системы могут быть внедрены в ближней перспективе. Назначение расчетно-модельных комплексов – обеспечить построение систематизированной картины состояния вод океанов и морей путем специального анализа разнородных данных наблюдений с привлечением математических моделей. Эти же модели, как правило, являются и основой прогностических приложений. Особое место среди перечисленных задач занимает разработка глобальной системы усвоения океанографических данных, с которой, собственно, и начиналось формирование оперативной океанологии как самостоятельного направления.

Система усвоения океанографических данных

Несмотря на быстрое развитие наземных и космических наблюдательных систем, получаемые с их помощью океанографические данные не обеспечивают непрерывное по времени и сплошное по акватории и глубине покрытие наблюдениями всех частей океана. Некоторые районы остаются вообще неосвоенными наблюдениями. Например, в Арктическом бассейне и некоторых морях практически нет буев Арго, в других сеть наблюдений оказывается весьма редкой. Различные типы наблюдений дают сведения лишь об отдельных параметрах состояния океана. Так, значительные объемы данных имеются по температуре поверхности океана и существенно меньше – по распределению температуры и солёности в толще воды. Еще меньше прямых измерений скорости течений. Имеющиеся же наблюдения, как правило, нерегулярно распределены в пространстве и, в отличие от стандартных метеорологических наблюдений, относятся не к стандартным срокам, а к произвольным моментам времени.

Недостаток и нерегулярность наблюдений могут быть восполнены с помощью физико-математических, или численных, моделей океанских процессов. Разработка численных моделей общей циркуляции океана относится к числу важнейших задач в проблематике океанологических исследований и исследований климатической системы в целом. Численные модели общей циркуляции атмосферы и океана, развивавшиеся вначале как метод теоретических исследований по геофизической гидродинамике, все чаще становятся средством решения практических задач. Приложения таких моделей составляют основу современных подходов к прогнозированию погоды и состояния морской среды, к предсказанию межгодовых вариаций системы атмосфера-океан (таких как Эль-Ниньо-Южное колебание, Североатлантическое колебание), получению оценок возможного потепления климата вследствие изменения концентрации парниковых газов, к экологическим задачам (например, к расчету распространения загрязняющих примесей в воде и воздухе) и, наконец, к упорядочиванию разнородных и нерегулярных наблюдений в системах усвоения данных.

Основу современных моделей общей циркуляции океана (МОЦО) составляют уравнения гидротермодинамики: сохранения импульса, сохранения массы, диффузии соли, переноса энтропии, состояния морской воды, записываемые, как правило, в сферической системе координат для осредненных (по отношению к турбулентным пульсациям) величин. Наиболее полные из них основаны на фундаментальных физических законах и учитывают в явном виде обширный комплекс динамических и термодинамических процессов, протекающих в моделируемой системе. На таких же принципах, то есть на математической формализации фундаментальных

физических законов, строятся и модели других процессов, протекающих в океане: ветрового волнения, ледообразования, турбулентного перемешивания в верхних слоях воды, формирования и развития экосистем (биологических компонентов морской среды), тесно связанных с динамическими процессами. Основанный на полных моделях подход представляется наиболее перспективным и активно развивается в ведущих мировых исследовательских центрах.

Но даже самые совершенные из существующих моделей не способны обеспечить предоставление необходимой потребителям информации о состоянии вод океана без данных наблюдений. Для проведения расчетов по этим моделям требуются начальные и граничные условия, которые могут быть заданы только с использованием данных наблюдений. Дело осложняется, однако, тем, что сами данные наблюдений, будучи, как уже отмечалось выше, нерегулярными и неполными, то есть крайне неравномерно распределенными в пространстве и во времени, содержат разного рода ошибки. Минимизация последствий наличия такого рода ошибок и неполноты наблюдательной базы достигается путем применения специальных процедур, называемых усвоением данных. Суть процедур усвоения данных состоит в комбинировании (синтезе) данных наблюдений и результатов расчетов по соответствующей эволюционной модели, которая выступает в роли пространственно-временного интерполятора для областей, слабо освещенных наблюдениями. Оба участника, наблюдения и модель, несовершенны и содержат разного рода ошибки. В конечном итоге процедура усвоения данных сводится к построению оптимальной комбинации из этих двух источников информации с учетом статистической структуры ошибок каждого из них. Получаемая при этом оценка оказывается более точной, нежели оценки, извлекаемые порознь из наблюдений или из модельных расчетов.

Такого типа система усвоения океанографических данных, по-видимому, первая на национальном уровне, была запущена в Гидрометцентре России в 2007 г. [3]. В этой системе усвоение данных производится циклически, по схеме "анализ-прогноз". Прогноз в каждом цикле дается на основе расчетов по глобальной модели общей циркуляции океана [2, 7]. В результате такого прогноза получается поле первого приближения. Отклонения данных измерений от поля первого приближения подвергаются процедуре объективного анализа, проводимого с использованием вариационного подхода. Оптимальная оценка строится объективными методами с учетом статистической структуры ошибок поля первого приближения и ошибок наблюдений. В качестве наблюдений используются измерения вертикальных распределений температуры и солености воды в верхнем 1500-

метровом слое океана, выполняемые заякоренными буями, теряемыми батитермографами, ныряющими буями Арго. Общее количество таких измерений в 10-суточных порциях данных после их фильтрации в ходе предварительного контроля составляет от одной до трех тысяч на разных глубинах в верхнем 1,5-километровом слое океана. Выходная продукция системы включает поля течений, трехмерные распределения температуры и солёности воды, толщины верхнего перемешанного слоя, объёмные расходы течений в створах некоторых проливов. Имеется возможность получения информации не только об осреднённых по времени параметрах состояния вод океана, но и об относящихся к интересующим пользователя конкретным моментам времени. Детальное описание действующей в настоящее время версии системы усвоения океанографических данных дано в работе [4], где также приведены многочисленные примеры получаемых оценок гидрофизических полей океана.

Технологическая линия прогноза гидрофизических полей

Внедрение глобальной системы усвоения данных (ГСУОД) открывает возможность для запуска информационно-вычислительной технологии прогноза основных параметров состояния океана, разработка которой ведется в настоящее время. Основными составными частями системы прогноза гидрофизических полей в Мировом океане являются:

- гидродинамическая модель, используемая для получения поля первого приближения в системе усвоения данных и для расчетов на прогностическом интервале;
- система усвоения океанографических данных, обеспечивающая информацию для задания начальных условий;
- поставляемая метеорологическими прогностическими системами информация об атмосферных воздействиях на поверхности океана (потоках тепла, пресной воды, количества движения) на прогностическом интервале;
- программно-технологический комплекс, обеспечивающий функционирование всех составных блоков в едином комплексе.

Структура технологии, обеспечивающей функционирование информационно-прогностической системы, определяется набором реализуемых ею функций. Основные блоки технологической линии прогноза гидрофизических полей Мирового океана показаны на Рис. 1. Технологическая линия океанической прогностической системы связана с другими крупными технологиями и системами, которые выделены на схеме соответствующим оттенком.

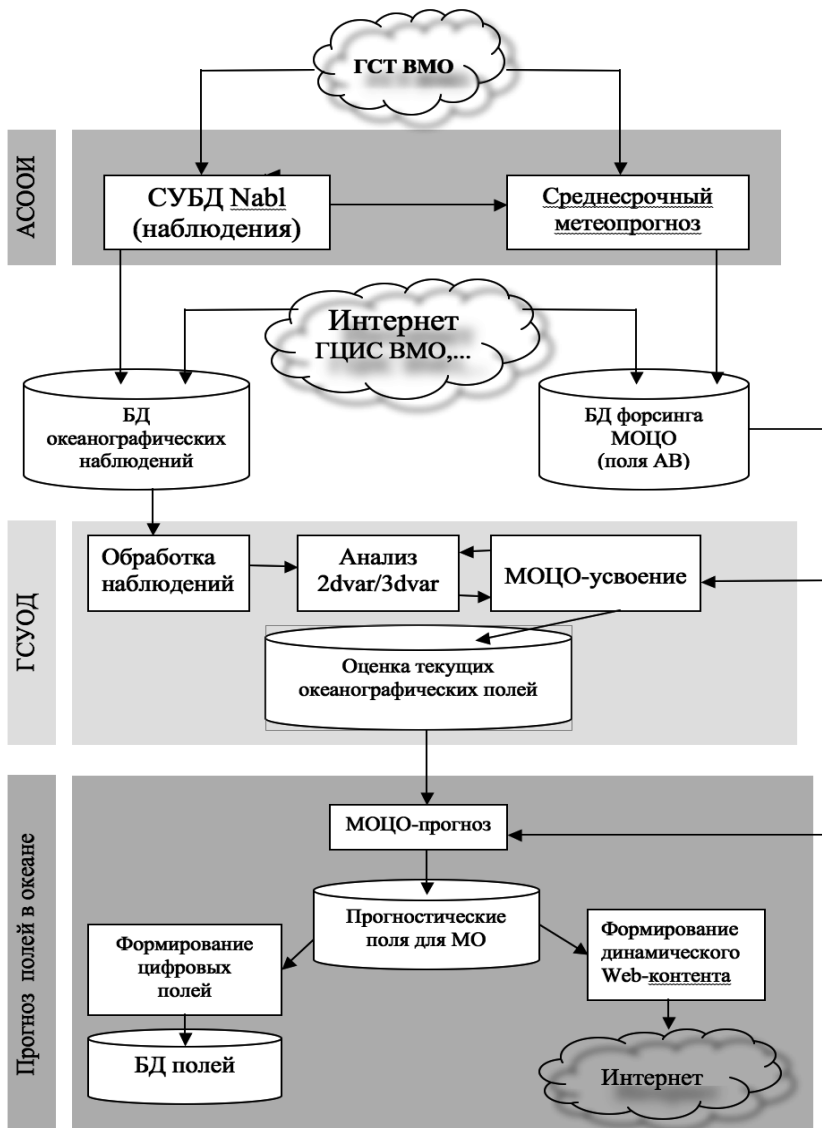


Рис. 1. Структурная схема технологической линии прогноза гидрофизических полей Мирового океана.

В рамках Автоматизированной системы обработки оперативной информации (АСООИ) поддерживается прием, обработка и размещение в циклических базах данных оперативных наблюдений, включая океанографическую информацию. Необходимая выборка такой информации сохраняется в специализированной БД для использования в системе усвоения океанографических данных и для оценок качества прогнозов.

Одной из основных задач АСООИ является выпуск среднесрочных (7–10 суток) прогнозов метеорологических полей. Исходная информация после прохождения процедур первичной обработки и объективного анализа (или усвоения данных) поступает в качестве начальных условий для прогностических атмосферных моделей. В настоящее время в АСООИ действуют прогностические технологии двух моделей: спектральная модель атмосферы T85L31 (горизонтальное разрешение выходных полей $1,25^\circ \times 1,25^\circ$) и полулагранжева модель ПЛАВ ($0,9^\circ \times 0,7^\circ$). Прогностическая продукция этих моделей содержит информацию, необходимую для расчета полей атмосферных воздействий (АВ) на поверхности океана. Эти поля играют роль граничных условий при расчетах по модели общей циркуляции океана (МОЦО) как в подсистеме усвоения океанографических данных, так и в прогностической подсистеме для Мирового океана. Соответствующая выборка прогностической информации из системы среднесрочного прогноза метеорологических полей размещается в специальной базе данных полей атмосферных воздействий.

Прогноз ветрового волнения

Как уже отмечалось, разработка и внедрение системы оперативного прогноза параметров ветрового волнения для морских акваторий относится к числу наиболее актуальных задач оперативной океанологии. В силу большой востребованности прогностической продукции этого вида комплексное решение задачи имеет особое значение для развития информационного обеспечения морской деятельности в России. Общая задача в части волновых прогнозов состоит в том, чтобы пользователям системы предоставлялась оперативная прогностическая информация по основным параметрам ветрового волнения (с максимально возможной заблаговременностью и детализацией) для акваторий всех морей России и для океанических акваторий и регионов, обозначаемых в Морской доктрине Российской Федерации.

Деятельность на национальном уровне, связанная с оперативным прогнозом параметров ветрового волнения, велась и ведется в нескольких учреждениях и прогностических центрах. Однако, действующие технологии не решают поставленную задачу в целом и обладают некоторыми об-

щими недостатками. Географический охват морских объектов характеризуется фрагментарностью и дублированием. Прогностическая продукция выпускается далеко не для всех российских морей. Выпуск прогнозов региональными центрами чаще всего ограничивается зоной ответственности этих центров. Действующие технологии зачастую реализуются на ограниченных вычислительных ресурсах и опираются на использование прогностической информации о полях ветра, уступающей по своим качествам современным (и доступным) версиям оперативной продукции метеорологических центров. Процесс перехода на использование усовершенствованных прогнозов полей приводного ветра характеризуется большой инертностью.

Анализ показывает, что для комплексного решения задачи прогноза волнения в интересах обеспечения морской деятельности требуется более тесное сопряжение технологических линий прогноза параметров волнения с системами метеорологического прогноза, поставляющими прогностические поля ветра. Преодолению проблемных обстоятельств должно способствовать применение базовой (единой) системы прогнозирования параметров ветровых волн, опирающейся на определенные современные модели ветрового волнения. Исходя из этого, были рассмотрены наиболее известные модели ветрового волнения, ориентированные на применение в прогностических системах, и проанализированы их возможности и специфические особенности, с учетом сформулированных требований для базовых моделей. В итоге, в качестве базовых моделей ветрового волнения для разработки системы прогноза параметров волнения в океане и морях России были выбраны спектральная модель третьего поколения WAVEWATCH III (далее WW3) – для условий открытого моря и модель SWAN (в которой предусмотрено сопряжение с WW3) – для прибрежных и мелководных акваторий.

Программный комплекс модели эволюции элементов ветрового волнения, хотя и является вычислительным ядром прогноза, оказывается далеко не единственным звеном информационно-вычислительной системы, которая должна обеспечивать регулярный оперативный выпуск соответствующей прогностической продукции. Разработана соответствующая информационная среда моделей WW3/SWAN и реализована технологическая линия для выпуска оперативных прогнозов ветрового волнения в океане и морях России, которая в значительной степени использует технологические элементы, предназначенные для решения и других задач оперативной океанологии.

Основные структурные элементы технологической линии и их взаимосвязи показаны на Рис. 2. Примечательная особенность схемы состоит в том, что технологические линии прогноза распадаются на две ветви соот-

ветственно двум типам прогнозов полей ветра и сопутствующих им прогнозов параметров волнения. Первая ветвь (слева на схеме Рис. 2) предназначена для прогноза волнения с увеличенной заблаговременностью, исходные поля прогноза ветра получаются из оперативных систем среднесрочного прогноза метеорологических условий. В составе выходной продукции этих систем обычно содержатся прогностические поля на сроки 10 и более суток. Однако качество прогностических полей довольно быстро снижается после 5–7 суток. Поэтому рассчитывать прогнозы ветрового волнения на более длительные сроки, очевидно, не имеет смысла. Расчетная сетка для волновых прогнозов этого типа имеет разрешение 10–50 км в случае глобальной области и 2–5 км для морских акваторий.

Вторая ветвь технологии предназначена для выпуска более детального в смысле пространственно-временного разрешения прогноза ветрового волнения, который опирается на краткосрочные метеорологические прогнозы, получаемые на базе региональной модели, описывающей мезомасштабные явления. Такие прогнозы имеют заблаговременность 2–3 суток, соответственно чему определяется и прогностический интервал для волновых характеристик. Типичная величина шагов расчетной сетки для прогноза ветра и для прогноза ветрового волнения имеет порядок 1 км.

Программный код волновой модели позволяет по входным данным (скорости приводного ветра, скорости поверхностного течения, уровня воды и разности температур вода–воздух, сплоченности морского льда) рассчитывать изменения со временем спектральной плотности распределения дисперсии отклонений поверхности моря. По известной спектральной плотности затем могут быть определены производные величины, представляющие практический интерес для потребителей морской информации, такие как высота преобладающих волн (англ. significant wave height, SWH), средняя длина волн, средний период, направление распространения волн и т.д.

Действующая система прогноза параметров ветрового волнения хорошо масштабируется на массивно-процессорных вычислительных платформах и позволяет без особых дополнительных затрат "тиражировать" прогностическую продукцию для новых географических объектов. В настоящее время прогнозы составляются на сроки до 5 суток для акватории всего Мирового океана, а также с большей пространственной детализацией для акваторий Азовского, Черного, Каспийского, Балтийского, Белого и Баренцева морей. Более подробные спецификации этих прогнозов приведены в таблице, заимствованной из работы [5].

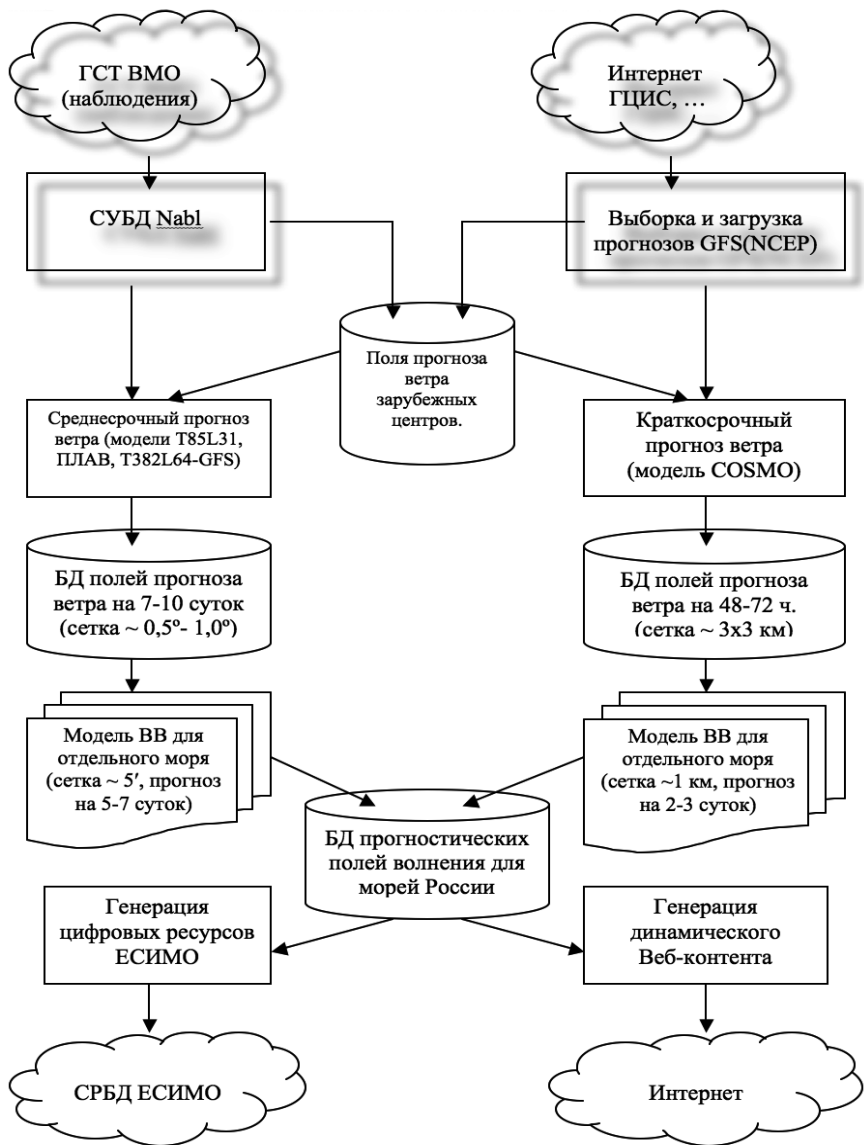


Рис. 2. Структурная схема технологической линии прогноза ветрового волнения.

Основные характеристики прогнозов параметров ветрового волнения

Основной бассейн	Вложенные регионы	Сетка	Заблаговременность /дискретность (час)	Прогноз ветра
Мировой океан	Мировой океан	0,5°×0,5° (~ 50 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Баренцево море	0,25°×0,1° (~ 10 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Белое море	3,0'×1,2' (~2 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
Черное море	Черное море	6,0'×6,0' (~10 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Азовское море	1,2'×1,2' (~2 км)	120/3, 48/1	ПЛАВ, GFS, COSMO-RU
	Керченский пролив	0,3'×0,3' (~0.5 км)	48/1	COSMO-RU
Каспийское море	Каспийское море	3.6'×3.6' (~6 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Северный Каспий	1.2'×1.2' (~2 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
Балтийское море	Балтийское море	4,8'×2,4' (~4 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Финский залив	2,4'×1,2' (~2 км)	120/3, 48/1	ПЛАВ, GFS, COSMO-RU
	Невская губа	0,24'×0,12' (~0.2 км)	48/1	COSMO-RU

Диагноз и прогноз гидрофизических полей в морских бассейнах

Не менее актуальной, чем прогноз волнения, является задача оперативного диагноза и прогноза основных параметров основных гидрофизических полей (уровень, течения, температура, соленость, ледовые характеристики) в морях России. Однако в силу, главным образом, скудности оперативной наблюдательной информации прогностические системы этого типа развиты гораздо слабее. В настоящее время регулярная информационная продукция выпускается только для Каспийского [1] и Баренцева [6] морей и по своему составу ограничивается представлением прогноза поверхностных течений и колебаний уровня моря, включая ветровые сгонно-нагонные явления.

Структура информационной продукции

При разработке подсистемы распространения продукции оперативной океанологии, осуществляемой в Гидрометцентре России главным образом, посредством интернет-технологий, был принят подход с географическим принципом грануляции информации, в отличие, например, от тематической грануляции. В общем виде этот подход ориентирован на то, что деятельность того или иного пользователя чаще всего привязана к конкретному географическому объекту, поэтому целесообразно объединять и представ-

лять пользователям всю имеющуюся оперативную информацию для этого объекта. В действующей системе реализована естественная грануляция по Мировому океану и морям России. При этом в дополнение к непосредственно производимой рассматриваемой выше информационной продукции, представляется недостающая оперативная информация о состоянии морской среды, производимая другими центрами. То есть в данном случае, в задачи оперативной океанологии включена ретрансляция наиболее информативной продукции в целях обеспечения пользователя комплексной информацией. В настоящее время сводка информационной продукции Гидрометцентра России, относящейся к предмету оперативной океанологии, локализована по адресу: <http://hmc.meteorf.ru/sea/index.html>

Выпускаемая в настоящее время в оперативном режиме, близком к режиму реального времени, информационная продукция включает:

- глобальный анализ и среднесрочный (5–7 суток) прогноз основных метеорологических полей приземного слоя атмосферы для океанов и морей с разрешением ~ 13 км;
- краткосрочный (48–72 час) метеорологический прогноз регионального масштаба на базе негидростатических моделей с акцентацией опасных явлений (разрешение 2–7 км);
- прогноз параметров ветрового волнения в Мировом океане (разрешение 20–50 км, заблаговременность до 5 сут.);
- прогноз параметров ветрового волнения в морях европейской части России (разрешение 2–8 км, заблаговременность до 5 сут.);
- прогноз неперриодических колебаний уровня моря, включая ветровые сгонно-нагонные явления в отдельных морях России (разрешение 1–5 км, заблаговременность 2–3 сут.);
- анализ полей температуры поверхности океана в океанах и морях на базе синтеза данных контактных и спутниковых наблюдений (разрешение ~10 км, 1 сут.);
- синоптический анализ характеристик ледового покрова в океанах и морях на базе синтеза данных контактных и спутниковых наблюдений (разрешение ~10 км, 1–3 сут.);
- диагноз текущего состояния основных гидрофизических полей Мирового океана на базе усвоения оперативных океанографических данных (разрешение 50–100 км, 5–10 сут.);
- краткосрочный (2–3 суток) прогноз основных гидрофизических полей для отдельных морей России с разрешением 1–5 км.

Перспективы развития

Хотя реализованные информационно-прогностические системы функционируют достаточно эффективно, требуется практически непрерывная деятельность по их сопровождению и развитию. В плане перспективных масштабных работ в части оперативной океанологии следует выделить разработку систем усвоения океанографических данных и прогнозирования основных гидрофизических полей для российских морей с детализацией процессов в шельфовой зоне. Возможно, решающее значение для успеха этих работ имеет обеспеченность соответствующими вычислительными ресурсами и эффективное решение организационных вопросов (в первую очередь, – планирование и координация научно-исследовательских работ).

Operational oceanography at the Hydrometeorological Research Centre of Russia: current and near future status

Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Strukov B.S.

The subject of operational oceanography is briefly considered along with the activities of Hydrometeorological Centre of Russia in this field. Methodological and technological features of existing informational and forecasting systems are discussed. The global ocean data assimilation system and the basic framework for global and regional wind waves forecasting are considered in more detail. The nomenclature of information production is given and its dissemination is discussed.

Литература

1. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. Метод краткосрочного гидродинамического прогноза штормовых нагонов в северной части Каспийского моря и результаты его испытаний. Информационный сборник Гидрометцентра России. 2002. № 29 с.76–89.
2. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Глубокая конвекция в модели общей циркуляции океана: изменчивость на суточном, сезонном и межгодовом масштабах. Океанология. 2007. Т. 47. № 2, с. 211–224.
3. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Глобальная система усвоения океанографических данных: Пилотная версия. Труды VI Российской научно-технической конференции «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии» («НО-2007»), 23-25 мая 2007 г. Санкт-Петербург, 2007. с. 464–473.

4. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Мониторинг крупномасштабной структуры гидрофизических полей океана. В сб.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М.: Триада ЛТД, 2010. ISBN 978-5-86344-215, с. 131–172.
5. Зеленько А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и морях России. Труды ГОИН. 2014. Вып. 215, с. 90–101.
6. Попов С.К. Численное моделирование скоростей течений и уровня морей России. Труды ГОИН. 2014. Вып. 215, с. 40–52.
7. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Численная реализация модели общей циркуляции океана с параметризацией верхнего перемешанного слоя. Труды Гидрометцентра СССР. 1992. Вып. 323, с. 3–31.

ВЕТРОВЫЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ВОЛНЫ В ОКЕАНЕ. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Шелковников Н. К.

Рассмотрены вопросы, связанные с возможными механизмами формирования экстремальных волн в океане под действием ветра и их прогнозирование. Приведены данные о формировании экстремальных волн в кольцевом аэрогидроканале.

Понятие об экстремальных волнах (ЭВ) в океане появилось одновременно с такими названиями как волны – убийцы «ВУ», гигантские волны и т.д. В России, и в ряде других стран, наиболее часто используется понятие ВУ. Под этим термином изначально понимались огромные волны, достигающие иногда 30м высоты. Считалось, что они внезапно появлялись ниоткуда и также быстро исчезали в никуда. Встреча с ними морских судов нередко приводила к гибели последних. Следует отметить, что, несмотря на некоторый мистицизм в определении волн – убийц, понятие ВУ стало настолько популярным, что превратилось в своеобразный бренд, который оказал положительное влияние на популяризацию этого природного явления и роста научного интереса к нему. Но со временем понятие ВУ стало постепенно изживать себя по разным причинам. Поэтому использование понятия экстремальные волны ЭВ (кстати, включающего в себя и ВУ) является более адекватным современному состоянию исследования гигантских волн. При этом в названии ЭВ нет упоминания о гибели судов. В последнее время их действительно нет. Кроме того, оно применимо для разных частных случаев (разных условий), где наблюдались экстремальные значения волн. Например, в Черном море под понятие ЭВ подходят высоты волн от 6 до 10 м, а в океане они могут достигать 30 м. К тому же, понятие ЭВ может быть применено и при обсуждении экспериментальных результатов, отмечая при этом, при каких условиях и при каких режимах могут наблюдаться наиболее высокие волны, то есть ЭВ. Тем не менее, при рассмотрении работ других авторов в тексте мы будем использовать их терминологию.

При исследовании процессов формирования ВУ в океане часто используется уравнение Эйлера (опубликованное им в 1757 г.), которое получено для идеальной и несжимаемой жидкости. В векторной форме оно имеет вид:

$$\rho_i + \frac{1}{2}(\nabla\varphi)^2 + gz = \rho, \quad \Delta\varphi = 0, \quad z = \eta(x, y, z),$$

где φ – потенциал скорости идеальной жидкости, η – смещение свободной поверхности от равновесного горизонтального направления, ось z – направлена вверх, Δ, ∇ – оператор Лапласа и градиент по горизонтальным координатам. Это уравнение нелинейно, поэтому для упрощения иногда рассматриваются два вида приближения:

- а) глубокая вода (короткие волны), при которой длина волны λ мала по сравнению с глубиной жидкости H ;
- б) мелкая вода (длинные волны) когда $\lambda \gg H$.

Как известно, в глубокой воде дисперсионное соотношение для линейных волн (высота которых бесконечно мала) имеет вид:

$$\omega^2 = g|K|, \text{ где } K = \frac{2\pi}{\lambda}; \lambda = \frac{gT^2}{2\pi}$$

Для случая волн конечной амплитуды на глубокой воде Стокс в 1847 году, на основе конформных преобразований, получил следующее приближение:

$$\eta(x, y, t) = \eta(x, z) = a \cos(kx - \omega t) + \frac{1}{2} ka^2 \cos 2(kx - \omega t)$$

В этом случае дисперсионное соотношение имеет вид:

$$\omega = (gk) \frac{1}{2} \left(1 + \frac{1}{2} k^2 a^2 \right)$$

То есть, частота волн уже зависит не только от длины волны, но и от ее амплитуды. Это так называемая «волна Стокса». Такая волна симметрична относительно вертикальных прямых, проходящих через ее гребни и подошвы, но не симметрична относительно плоскости невозмущенного уровня. Гребни находятся выше этой плоскости, а впадины – ниже ее. Впадины имеют более пологий профиль, чем гребни. С увеличением высоты волны при неизменной ее длине гребни волн становятся все более заостренными и приближаются к предельной форме, характеризуемой наличием угловой точки в их вершинах. Согласно Митчелу, предельный угол в вершинах волн Стокса равен 120 градусам, при этом крутизна этой волны равна $\frac{h}{\lambda} = 0.142$. Скорость распространения такой волны зависит как от ее длины λ , так и от высоты h .

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \left[1 + \left(\frac{2\pi a}{\lambda} \right)^2 \right]}$$

В силу незамкнутости траектории частиц в волновом движении возникает волновое течение:

$$V = a^2 k^2 \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} e^{ekz}$$

Считается, что во многих случаях для численного моделирования волнубийц могут быть использованы сильно нелинейные физические модели, основанные на уравнениях Эйлера, что позволяет описать волны большой амплитуды до их обрушения.

Согласно [1], вследствие установления равновесия между нелинейными и частотно-дисперсионными процессами, в системах могут распространяться периодические волны постоянной формы с конечной амплитудой. Известно, что во многих случаях эти однородные цуги волн неустойчивы по отношению к малым возмущениям определенного рода, и при распространении на большие расстояния они будут распадаться. Эта неустойчивость, известная как неустойчивость Бенджамена — Фейра [1], появляется при длинноволновой модуляции в области волновых чисел при возмущениях меньше некоторого критического значения. Ее называют также неустойчивостью на боковых частотах, поскольку она проявляется в росте пары боковых компонентов $(\omega_0 \pm \omega', k_0 \pm k')$, расположенных около «несущего» компонента (ω_0, k_0) , иллюстрируемого на Рис. 10. Если частота и волновое число слегка возмущены и принимают вид $\omega = \omega_0 + \omega'$ и $k = k_0 + k'$, причем $\omega' \ll \omega_0$ и $k' \ll k_0$, то возмущения приводят к модуляции амплитуды и фазы исходной волны: постоянная амплитуда «а» становится функцией $a(x, t)$, а к фазе прибавляется слагаемое $\theta(x, t)$. В этом случае возмущения способны извлекать энергию из основного волнового движения. Возвышение свободной поверхности записывается в виде $\zeta(x, t) = \text{Re}\{A(x, t)\exp[i(k_0 x - \omega_0 t)]\}$ где $A(x, t) = a(x, t)\exp[i\theta](x, t)$ — «комплексная огибающая». Уравнение для комплексной огибающей слабонелинейных волн на глубокой воде было получено в [2], оно имеет вид:

$$i\left(\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\omega_0}{2k_0} \frac{\partial A}{\partial x}\right) - \frac{\omega_0}{8k_0} \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} - \frac{1}{2} \omega_0 k_0^2 |A|^2 A = 0.$$

Для подтверждения всего изложенного в [1] описан эксперимент в канале глубиной $H=7,5$ м, волна длиной 2,2 м создавалась волнопродуктором. Отмечается, что во время эксперимента имела место слабая длинноволновая модуляция. На Рис. 1а показан цуг волн вблизи волнопродуктора, а на Рис. 1б тот же цуг волн – на расстоянии 60 м от волнопродуктора. Авторы считают, что такое резкое отличие между этими волнами обусловлено модуляционно-нелинейной неустойчивостью.

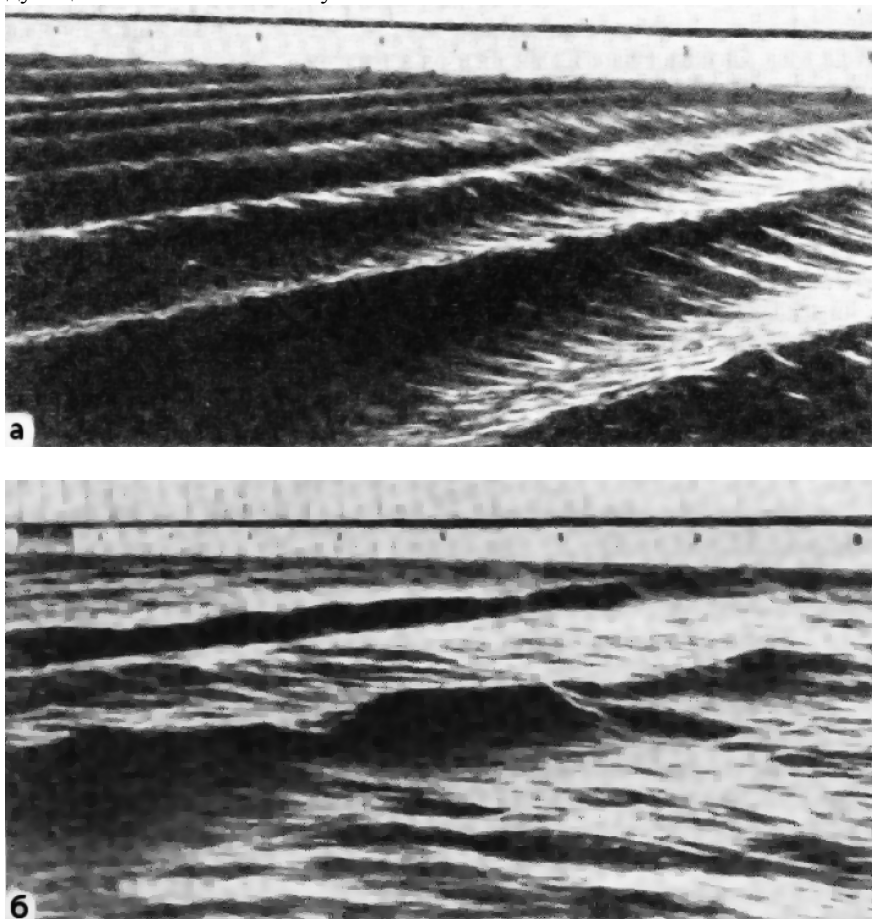


Рис. 1. Цуги волн: а) вблизи волнопродуктора; б) на расстоянии 60 м от волнопродуктора [1].

После открытия модуляционной неустойчивости волн считалось, что конечной стадией развития цуга промодулированных волн может быть их полное разрушение или развитие цуга устойчивых солитонов огибающей. Однако, в [11] по данным экспериментов, проведенных в лабораторном лотке, было показано, что неустойчивые модуляции растут до некоторой максимальной высоты, а затем спадают. Кроме того авторы определили параметры волн и спектральную плотность при развитии неустойчивости (Рис. 10). Как отмечают авторы, ограниченная длина лотка не позволила наблюдать более одного цикла процесса развития эволюции волн. Следует отметить, что в лотке имело место затухание волн, созданных волнопродуктором за счет трения о дно и стенки канала.

В работе [5], на базе экспериментальных данных, был рассмотрен процесс формирования ВУ при трансформации изначально узкого спектра начальных волн. Было показано, что при распространении достаточно крутых монохроматических и бихроматических волн происходит быстрое смещение частоты максимума спектра в низкочастотную область. Это смещение является основной причиной изменчивости амплитудно-частотного состава индивидуальных волн и, как следствие, образование ВУ (в нашем понимании это не ВУ, а экстремальная волна).

Эксперименты проводились в Гданьске в канале длиной 64 м и глубиной 1,4 м, при глубине воды 60 см. Гашение волн осуществлялось с помощью бетонного склона. Было показано, что изначально монохроматические волны под влиянием неустойчивости постепенно трансформировались в нерегулярное волнение. Развитие нерегулярности приводило к образованию отдельных пиков высоких волн h в 2 раза превышающих значительную высоту H_s волн, при расстоянии 38–47 м. Эти аномальные волны появлялись с того момента, когда значительная часть энергии волнения передалась в низкочастотную область. Таким образом, по мнению авторов, модуляционная неустойчивость порождала частоты, нелинейные взаимодействия между которыми и основной гармоникой приводили к сдвигу частоты максимума спектра в низкочастотную область. Этот процесс характеризовался быстрым пространственным изменением спектра – в рассматриваемом случае порядка 50 длин волн.

В последнее время увеличилось число работ, посвященных численному моделированию процессов развития и формирования экстремальных волн и волн-убийц. Так, в [3] было решено уравнение Эйлера для жидкости со свободной поверхностью на глубокой воде. При этом считалось, что жидкость идеальная и несжимаемая. Периодические и граничные условия создавались в виде волны Стокса (100 периодов). Она была слегка промодулирована низкой частотой (10^{-5}). Считается, что такая волна неустойчива и

модуляция со временем должна возрастать. Авторы отмечают, что ВУ возникает сама по себе как естественное явление, при этом не надо никаких дополнительных условий, в том числе ветра, т.е. формирование волны-убийцы в глубоком океане происходит без каких-либо внешних причин, только за счет нелинейности внутриволновых процессов.

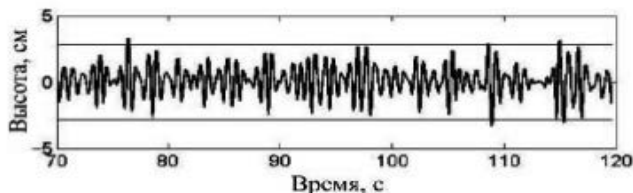


Рис. 2. Образец хронограммы изначально монохроматической волны с начальной амплитудой 4 см на расстоянии 38 м от волнопродуктора после начала ее трансформации. Горизонтальные линии определяют область соответствующую высотам волн в 2 раза превышающих значительную высоту волны: $h > 2H_s$, где $H_s = 4\sigma$, а σ – стандартное отклонение возвышения морской поверхности. В понимании авторов это условие существования волны-убийцы.

С другой стороны известно, что в глубоком океане, под действием ветра, формируются группы волн, в числе которых имеется самая большая волна, так называемый «9 вал», который также причисляется к волнам-убийцам.

Подтверждение этого следует из экспериментов по исследованию формирования цугов волн в штормовом бассейне [10] (Рис. 3). Этот кольцевой канал был создан в Крыму (п. Качивели). Внешний диаметр бассейна составлял 40 м, а внутренний 38 м. Высота его была равна 5,6 м. На его крыше было установлено ~20 мощных вентиляторов, что позволяло создавать воздушный поток до 19 м/с. Воздух нагнетался в канал по специальным трубам под углом ~30°. Бассейн заливался морской водой до глубины ~2 м. Кроме того в [10], было рассмотрено взаимодействие двух волн, близких по их длинам. При этом если одна из них высотой h , длиной λ_1 и периодом T_1 , а другая той же высоты h (для простоты выкладок), длиной λ_2 и периодом T_2 , тогда, введя обозначения: $\omega_1 = \frac{2\pi}{T_1}, k_1 = \frac{2\pi}{\lambda_1}, \omega_2 = \frac{2\pi}{T_2}, k_2 = \frac{2\pi}{\lambda_2}$,

можно записать уравнения, характеризующие вертикальные колебания U_1 и U_2 уровня водной поверхности под действием каждой из этих двух волн в отдельности:

$$y_1 = \frac{1}{2} h \sin(\omega_1 t - k_1 x),$$

$$y_2 = \frac{1}{2} h \sin(\omega_2 t - k_2 x).$$

При сложении алгебраических составляющих y_1 и y_2 , находился общий закон вертикальных колебаний уровня жидкости:

$$y = h \cos\left(\frac{\omega_1 - \omega_2}{2} t - \frac{k_1 - k_2}{2} x\right) \sin\left(\frac{\omega_1 + \omega_2}{2} t - \frac{k_1 + k_2}{2} x\right)$$

На основании этого общего выражения в какой-то одной точке поверхности жидкости (при $x = 0$) отмечались колебания:

$$y = h \cos\left(\frac{\omega_1 - \omega_2}{2} t\right) \sin\left(\frac{\omega_1 + \omega_2}{2} t\right),$$

которые характеризуются двумя периодами, один из которых близок к периоду самих волн, взятых в отдельности:

$$T = \frac{4\pi}{(\omega_1 + \omega_2)} = \frac{2T_1 T_2}{T_1 + T_2},$$

а другой – значительно превышает период волн и тем больше, чем меньше разность между периодами T_1 и T_2 обеих систем. Если обозначить период медленных колебаний поверхности через τ , тогда:

$$\tau = \frac{4\pi}{(\omega_1 - \omega_2)} = \frac{2T_1 T_2}{T_1 - T_2},$$

как видно, это – удвоенный период биений. Благодаря появлению биений, результирующая высота волн будет попеременно достигать то h , то уменьшаться до нуля. Подобный характер биений возникает лишь при отмеченном простейшем условии $h_1 = h_2 = h$. В случае неравенства высот h_1 и h_2 максимальная суммарная амплитуда биений будет $h_1 + h_2$, а минимальная $h_2 - h_1$.

Именно такая интерференция двух волн, близких между собой по периоду, приводит к так называемому «девятому валу», когда через несколько волн следует волна особенно высокая. Считается, что совсем необязательно, чтобы это была именно девятая волна: она может быть седьмой, деся-

той и т. д. Вообще говоря, ее порядковый номер N зависит от отношения величины τ к периоду составляющих волн T :

$$N = \frac{\tau}{2} : T$$

Образец формирования цугов волн в штормовом бассейне приведен на Рис. 3.

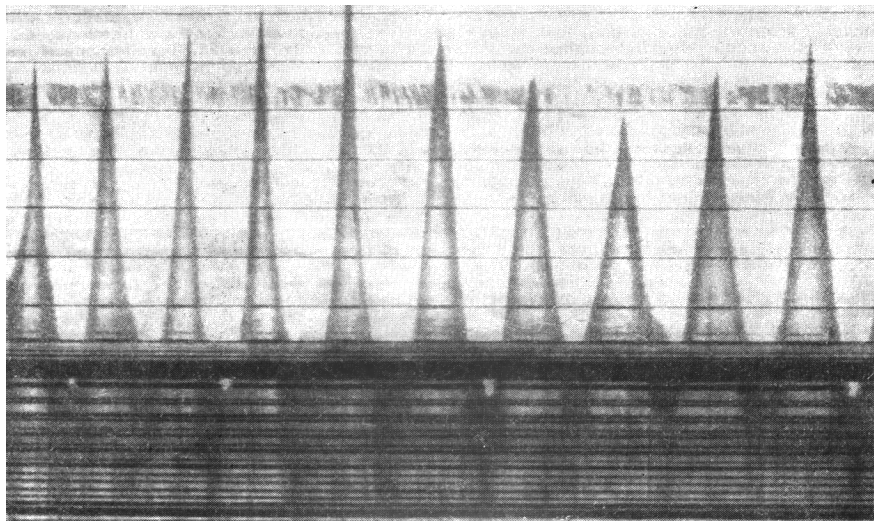


Рис. 3. Цуги волн в штормовом бассейне с наличием максимальной волны [10].

В глубоком океане при отсутствии топографических неоднородностей дна в виде банок и хребтов, появление УВ маловероятно, что также подтверждается наблюдениями автора, проведенными им в Тихом и Атлантическом океанах. Согласно этим наблюдениям, под действием штормовых ветров, происходило формирование групп волн с наличием «9 вала». На Рис. 4 приведен наиболее простой способ объяснения формирования цугов волн путем сложения двух синусоидальных волн с различными длинами [4].

Для прогнозирования ЭВ (ВУ) в виде 9 вала в глубоком океане необходимы данные о пространственно-временной структуре волн под действием атмосферных процессов. При прогнозировании ЭВ в шельфовой зоне (мелкая вода) необходимо учитывать особенности формирования ветровых волн огромной высоты в близлежащих районах открытого океана и их

направленность в сторону шельфа. А также — наличие топографических неоднородностей дна (банок, подводных хребтов), встречных течений и угла наклона дна в шельфовой зоне. Все это может влиять на формирование гигантских ЭВ(ВУ) в виде одиночных волн. В настоящее время нет полной ясности о механизмах формирования ЭВ(ВУ).

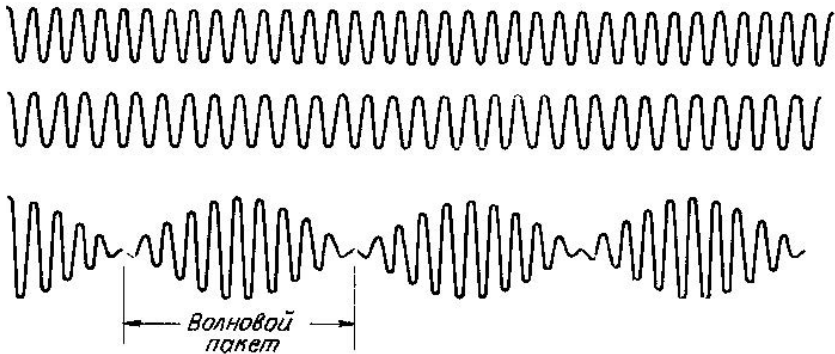


Рис. 4. Сложение двух синусоидальных волн с различными длинами волн и образование волновых пакетов [4].

Результаты экспериментов и их обсуждение

С целью выяснения возможных физических механизмов формирования ЭВ нами были проведены эксперименты в кольцевом аэрогидроканале (КК) [6, 7, 8, 9]. Внешний и внутренний диаметры КК составляли соответственно 202 см и 165 см, высота – 40 см (Рис. 5).

Процесс образования экстремальных волн проходил следующие стадии. После включения вентилятора образовывались гравитационные волны, близкие к гармоническим, высота h и длина λ которых постепенно увеличивались. Возникали длинные волны, которые выстраивались соразмерно их значениям h и λ , так что впереди были более длинные из них. Со временем они догоняли меньшие волны и проходили через них. В итоге, общее число длинных волн в канале уменьшалось. Далее формировались четыре уединенных волны (Рис. 6).



Рис. 5. Кольцевой аэрогидроканал.



Рис. 6. Четыре уединенных волны в кольцевом канале

В дальнейшем, в результате попарного нелинейного взаимодействия двух последних УВ в канале формировалась одна ветровая экстремальная волна (Рис. 7а, б, в). Все три эксперимента проводились при близких значениях глубины жидкости и скорости воздушного потока.

Как видно из Рис. 7а, в случае чистой воды формировалась наиболее высокая ЭВ, на переднем фронте которой видны колебания поверхности жидкости, вызванные потоком воздуха. В случае, изображенном на Рис. 7б (наличие флотации), видно, что высота ЭВ несколько меньше, чем в случае, отображенном на Рис. 7а. А из Рис. 7в видно, что перед передним фронтом ЭВ, поверхность жидкости не возмущена под действием ветра, а гребень более размыт, чем в случае, показанном на Рис. 7а.

Под действием ветра профиль экстремальной волны деформировался: подветренный склон был несколько укрупнен, а наветренный – растянут. Эта деформация тем сильнее, чем больше значение скорости ветра и меньше глубина жидкости. В результате сформировался бор (Рис. 8).

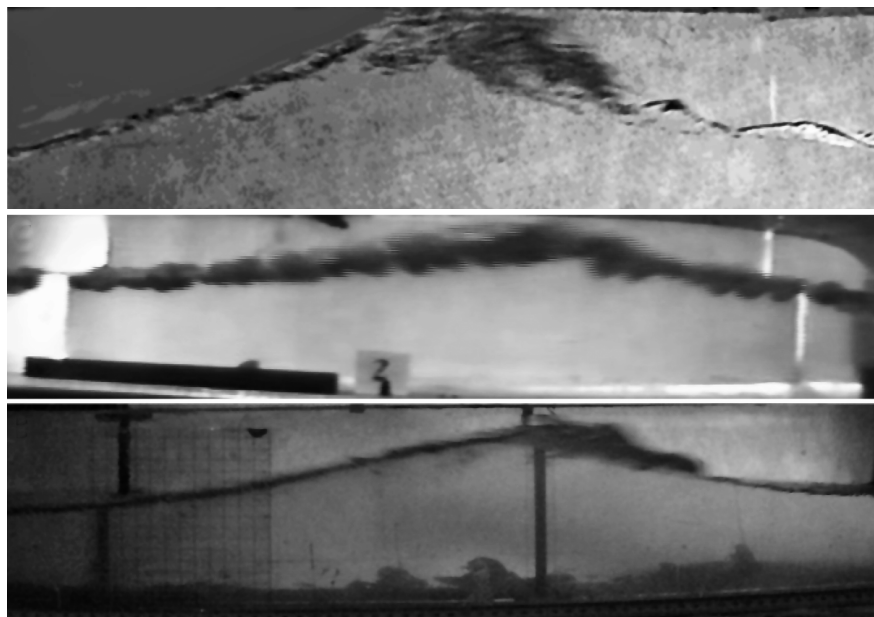


Рис. 7. а) ЭВ сформировавшаяся в чистой воде; б) ЭВ при наличии на поверхности жидкости флотации; в) ЭВ при наличии ПАВ.

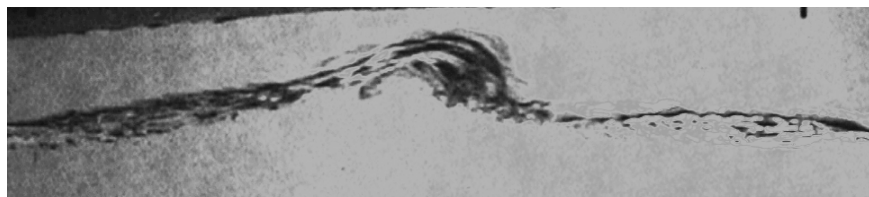


Рис. 8. Бор.

Проведенные нами исследования в мелкой воде показали, что величина экстремальной волны в КК изменяется в зависимости от глубины жидкости и скорости воздушного потока. То есть в КК может формироваться последовательность из нескольких уединенных волн, величина которых возрастает с увеличением глубины и скорости ветра.

Можно считать, что ЭВ в мелкой воде (шельф) представляет собой ветровую уединенную волну, захватывающую при своем движении всю толщу воды от поверхности до дна, обладающую укрученным передним фронтом.

При уменьшении ветра ЭВ быстро затухает. Параметры такой волны могут быть оценены с помощью уравнения КДВ, при учете влияния ветра и трения о дно. Скоротечное формирование ЭВ может иметь место при встречном взаимодействии двух и более огромных волн.

Известно, что в результате аварий на платформах и гибели танкеров большое пространство водной поверхности может быть покрыто нефтяными плёнками. Плёнки ПАВ не только ослабляют уже существующие поверхностные волны, но и препятствуют их генерации. Обычно считается, что ПАВ приводит к гашению коротких волн, однако в открытом океане наблюдаются длинные волны, на которые оказывают влияние плёнки ПАВ. Последнее происходит по следующей причине. Хотя ПАВ оказывает гасящее действие лишь на короткие волны, однако в результате нелинейных взаимодействий между компонентами случайного волнового поля происходит обмен энергией между короткими и длинными волнами. Поэтому плёнки ПАВ могут приводить также к ослаблению длинных волн, поскольку при гашении коротких волн за счёт нелинейных взаимодействий к длинным волнам передаётся меньше энергии.

Проведенные нами измерения в кольцевом аэрогидроканале показали, что наличие ПАВ приводило к необычному механизму генерации ветровых уединенных волн. При включении ветра водная поверхность оставалась гладкой, а по прошествии одного часа происходила медленная непрерывная генерация нескольких длинных волн. Развитие этих волн продолжалось до тех пор, пока их амплитуда не достигала некоторой величины, после чего происходил обычный процесс формирования уединенной волны (Рис. 7в). Отмечается, что при наличии ПАВ время зарождения УВ, по сравнению с обычными условиями, увеличивалось более чем в десять раз. При некотором критическом количестве ПАВ солитон вообще не образовывался.

Нами также была проведена серия экспериментов с флотацией на поверхности жидкости. Показано, что при изменении количества флотации в большую сторону происходило уменьшение амплитуды УВ и увеличение его длины и времени образования. В частности, при некоторой критической массе ветровые волны не развивались, но через 1–2 часа работы ветровой установки возникали длинные волны аналогичные в случае наличия ПАВ и формировалась одна уединенная волна (Рис. 7б). При дальнейшем увеличении массы флотации солитон вообще не образовывался. В связи с этим следует отметить, что в северных морях покрытых битым льдом для формирования экстремальных волн, под действием ветра, требуется больше времени.

В численных экспериментах [3] и в лабораторных каналах [5] произвольно задавались начальные профили волн. В связи с этим возникает вопрос: как зависит время появления ЭВ (УВ) и их параметры при изменении начальной высоты волн. С этой целью нами были проведены измерения параметров волн, при этом особое внимание было уделено процессу формирования максимальных значений высоты волн на различных стадиях развития волнения, при постоянной скорости ветра. На Рис. 9 приведена волнограмма в сжатом виде и один из ее фрагментов. Из волнограммы видно, что за промежуток времени в 40 сек. в четырех случаях имело место увеличение высоты волны, близкое к значению значимой высоты волны $h \geq H_s$. Такая тенденция сохранялась вплоть до появления длинных волн.

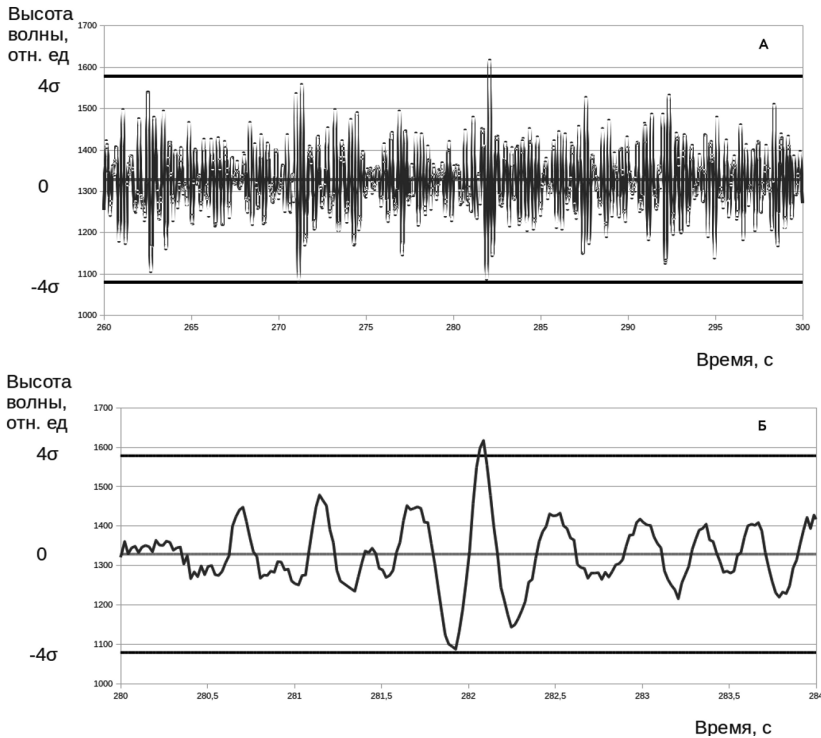


Рис. 9. а) процесс развития ветрового волнения в кольцевом канале при постоянной скорости ветра; б) фрагмент волнограммы с наличием экстремальной (максимальной) высоты волны, превышающей значение значимой высоты волны при $t = 282$ с.

Из приведенных рисунков следует, что параметры экстремальных волн зависят от времени развития при постоянной скорости ветра. Кроме того показано, при последовательном увеличении скорости воздушного потока и глубины жидкости происходит поэтапное увеличение ЭВ.

Представляется важным сопоставить спектральные плотности для глубокой воды в прямом канале (Рис. 10) и в кольцевом канале (Рис. 11). Некоторое отличие этих спектров можно объяснить разными причинами, в том числе тем, что генерация волн в одном случае была выполнена волнопродуктором, а во втором – ветром. Для удобства сопоставления спектры размещены рядом. При сопоставлении Рис. 10 и Рис. 11, видно, что как в том, так и в другом случае имеет место наличие основной гармоники и двух дополнительных компонент. Это свидетельствует о наличии модуляционной неустойчивости на боковых частотах. Из этих рисунков видно, что в обоих случаях имел место один и тот же механизм формирования неустойчивости за счет наличия боковых частот у ω_0, k_0 . Отличие может быть обусловлено различными методами формирования волн, а так же тем, что в прямых каналах имеет место затухание волн при их распространении, а в кольцевом канале – их развитие до определенной величины при постоянном ветре.

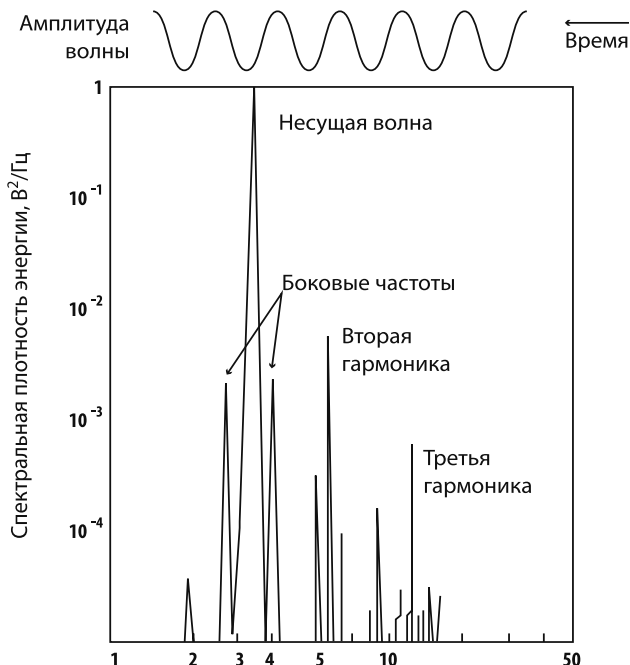


Рис. 10. Измеренные профиль волны и спектральная плотность возвышенной поверхности, показывающие начальную стадию модуляционной неустойчивости на боковых частотах. Неустойчивость проявляется в виде слабой длинноволновой модуляции огибающей волны, а в спектре – в виде пары боковых компонент с частотами, близкими к частоте несущей волны. [11]

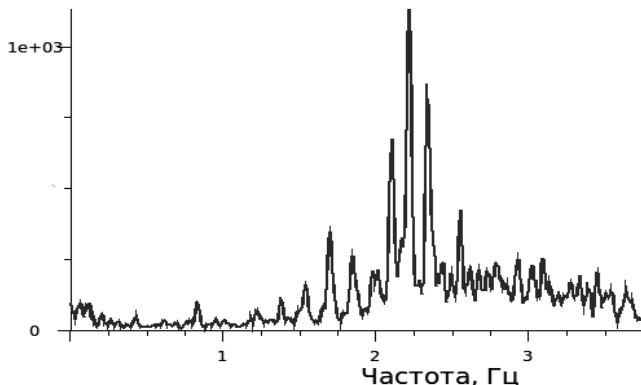


Рис. 11. Частотный спектр ветрового волнения на начальном этапе развития в кольцевом канале.

Выводы

Впервые обнаружено формирование экстремальных волн под действием ветра в кольцевом аэрогидроканале. В отличие от Рассела, в нашем случае ветровая уединенная волна формировалась в течение определенного промежутка времени, проходя при этом все стадии развития ветровых волн. В процессе развития формировалось несколько уединенных волн, в результате взаимодействия между которыми оставалась одна экстремальная волна.

Показано, что при увеличении ветра и уменьшении глубины профиль волны становится близким к бору, а при последовательном увеличении скорости воздушного потока и глубины жидкости в КК происходит поэтапное увеличение экстремальных волн.

Обнаружено, что наличие ПАВ на поверхности жидкости приводит к увеличению времени формирования экстремальной волны.

Установлено, что наличие флотации замедляет процесс формирования ветровой уединенной волны, уменьшает ее высоту и увеличивает длину. Увеличение массы флотации приводит, сначала к замедлению процесса формирования, а затем – уединенная волна, вообще, не образуется. Этот факт является важным для диагностики появления ветровых уединенных волн на шельфе северных морей, покрытых битым льдом.

Extreme wind waves in ocean. Mechanism of their origin and ability to prognose

Shelkovnikov N.K.

The article deals with issues related to the possible mechanisms of formation and forecasting of extreme waves that arise in the ocean under the influence of wind. Experimental data on the extreme waves formation in a ring aero-hydro channel are presented.

Литература

1. Benjamin T.B., Feir J.E. // *J. Fluid Mech.*, 1967, 27, 417p.
2. Захаров В. Е. Устойчивость периодических волн конечной амплитуды на поверхности глубокой жидкости. // ПМТФ, 1968 №2, с. 86–94.
3. Захаров В.Е., Шамин Р.В. О вероятности возникновения волн-убийц // Письма в ЖЭТФ 2010г. т. 91 вып.2 с. 68–71.
4. Кадомцев Б.Б., Рыдник В.И. Волны вокруг нас. Издательство «Знание», Москва, 1981.
5. Кузнецов С., Сапрыкина Я. Экспериментальные исследования возникновения волн-убийц при эволюции узкого спектра крутых волн. Сборник трудов «Фундаментальная и прикладная гидрофизика», С.-Пб, Научный центр РАН, 2012, том 5, №1.
6. Шелковников Н.К. Вынужденный солитон в жидкостях // Письма в ЖЭТФ 2005г т.82 вып.10 с.720–723.
7. Шелковников Н.К. Солитонная версия формирования волн-убийц в океане. // Морской гидрофизический журнал, Севастополь, 2012, №5.
8. Шелковников Н.К. Экспериментальное исследование ветровых солитонов. // Водные ресурсы, 2014, том 41, No 4, с. 386–392
9. Шелковников Н.К. Волны – убийцы в океане. Известия РАН, серия физическая, том 78, №12 2014, с.1614–1618
10. Шулейкин В.В. Физика моря. Москва, издательство «Наука», 1968.
11. Юэн Г., Лэйк Б. Нелинейная динамика гравитационных волн на глубокой воде. Москва. Изд. «Мир», 1987, 179 с.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ЗАЛИВА ВОСТОЧНЫЙ СИВАШ

Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю

На основе материалов авиаразведок и спутникового мониторинга, данных прибрежных наблюдений за ледовым комплексом представлены результаты исследования ледовых условий залива Восточный Сиваш. Выполнен статистический анализ характерных показателей ледового режима в прибрежной зоне залива. Приведены карты многолетнего распределения льда в Сиваше в зависимости от типа зим.

Актуальность исследования ледового режима залива Сиваш обусловлена современными климатическими изменениями, эксплуатацией минеральных ресурсов залива, гидротехническим строительством и рыболовством. В районе залива расположен Азово-Сивашский национальный природный парк с водно-болотными угодьями международного значения. Во многом ледовые условия залива являются определяющими для выживания многих видов зимующих здесь водоплавающих птиц. Следует отметить, что за исключением изданного в 1962 г. режимного справочника [1] и краткого анализа ледовых условий залива по данным спутникового мониторинга 2006–2010 гг. в статье [7] ледовый режим залива практически не исследован. За прошедшие годы накоплен достаточный фактический материал, включающий как прибрежные данные, так и наблюдения, полученные с помощью дистанционных методов (авиаразведок, спутникового мониторинга). В связи с вышесказанным в настоящее время существует необходимость обобщить все наблюдения за ледовыми условиями зал. Восточный Сиваш и выявить основные закономерности его ледового режима.

Материалы и методы обработки.

В качестве информационной основы исследования ледовых условий в прибрежной зоне залива были использованы данные выполненных ранее регулярных наблюдений за ледовым покровом на морских гидрометеорологических постах (МГП) побережья Восточного Сиваша (Чонгарский мост, Стрелковое) и пролива Генический (Тонкий) – морская гидрометеостанция (МГ) Геническ. Схема районирования зал. Восточный Сиваш на плесы по [4] и расположение на его побережье гидрометеорологических постов и станций приведены на Рис. 1. Периоды и условия наблюдений на них даны в Таблице 1. Наиболее длительный ряд наблюдений выполнен на МГ Геническ (44 ледовых сезона) и МГП Чонгарский мост (43 сезона). В настоящее время наблюдения за ледовыми условиями на всех пунктах прекращены.



Рис. 1. Карта-схема залива Восточный Сиваш с разделением на плесы и расположением прибрежных пунктов ледовых наблюдений

Общей характерной особенностью ледовых условий Азово-Черноморского бассейна является связь его ледовитости (площади занятой льдом с учетом его густоты) с суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха над его акваторией за ледовый сезон [3]. В связи с этим зимы в заливе Восточный Сиваш подразделялись по классификации [3, 5], на три типа: мягкие – сумма отрицательных среднесуточных температур до -200°C , умеренные – в пределах от -200°C до -400°C и суровые (от -400°C). Расчет суровости зим по сумме градусо-дней мороза проводился аналогично [2]. Повторяемость суровых и ледовитых зим в заливе Восточный Сиваш за период с 1934 по 2013 гг. составила 11 %, умеренных 48 % и мягких 38 %. За последние 35 лет (1978–2013 гг.) повторяемость мягких зим заметно увеличилась (до 57 %) при уменьшении повторяемости суровых (до 5 %) и умеренных (до 38 %) зим.

На основе собранной информации были получены статистические характеристики ледовых условий прибрежной зоны залива Сиваш в зависимости от типа зим.

Ледовый режим открытых районов залива Восточный Сиваш оценивался по массиву ледовых авиационных наблюдений. Были отобраны и оцифрованы выполненные в 1950–1990 гг. ледовые авиаразведки Азовского моря, в которых наблюдались и ледовые условия залива (всего было отобрано 37 карт). Информация ледовых разведок была дополнена массивом геокодированных изображений ледовой обстановки с искусственных спутников Земли, обработанных ГУ НИЦ «Планета» (63 карт-схем ледовой обстановки в Азово-Сивашском бассейне за 1997–2014 гг.).

*Таблица 1.***Сведения о пунктах ледовых наблюдений в зал. Восточный Сиваш**

Пункт	Период наблюдений	Район (плес залива)	Число ледовых сезонов	Дальность видимого горизонта, км
Геническ	1937–1994	I, пр-в Тонкий	44	15,4
Чонгарский мост	1947–1990	II	43	9,8
Стрелковое	1934–1973	II-III	21	9,0

Общими факторами, способствующими образованию и развитию льда на акватории Сиваша, являются небольшие значения теплозапаса залива, обусловленные его мелководностью, а также атмосферные процессы, связанные с преобладанием меридиональной циркуляции и переносом холодного воздуха из северных областей Евразии. Усиление зональной циркуляции атмосферы над Западной Европой, большие значения солёности препятствуют развитию льда.

Вследствие разного широтного расположения и режима солёности ледовые условия северных плесов (I–III) зал. Восточный Сиваш и IV плеса, расположенного южнее Шокалинского сужения, существенно различаются. В относительно распресненных северных и центральных частях залива лед появляется каждый год, в южном более солёном IV плесе, как правило, только в умеренные и суровые зимы. Ледовый покров в заливе характеризуется значительной неустойчивостью. На протяжении ледового сезона неоднократно наблюдается образование и очищение Сиваша ото льда.

Ледовый режим прибрежной зоны залива Восточный Сиваш. Как показал анализ данных наблюдений на ледовых пунктах, в среднем за многолетний период первое появление льда наблюдается в распресненных северных плесах залива (I–II) и проливе Геническом в первой–второй декадах декабря, Таблице 2. В конце декабря отмечается появление льда в районе Стрелкового. На южном побережье залива лед появляется к середине января. В мягкие зимы появление льда происходит на северном побережье залива на 1–3 недели позже, а в умеренные и суровые зимы лед появляется на 1–4 дня раньше среднемноголетней даты.

Появление припая в мягкие зимы обычно происходит к концу декабря – началу января в самых северных районах залива вблизи Генического пролива. Во II–III плесах припай появляется позже – к середине февраля. Припай в такие зимы во всех районах залива наблюдается непродолжительное время (до 1 месяца) и толщина его не превышает 20 см.

В умеренные и суровые зимы в среднем к 18 декабря припай образуется в районе Генического пролива, распространяясь затем к концу первой де-

кады января на II плес залива (МГП Стрелковое). Как правило, полоса припая располагается вдоль Арабатской стрелки и западных берегов северных и центральных районов залива.

Обычно припай неустойчив и время его существования составляет от 1 месяца на юге залива (IV плес) до 2–3 месяцев в центральных и северных районах. Нередко в суровые и умеренные зимы зал. Восточный Сиваш полностью замерзает (покрывается припаем). В некоторые экстремально суровые зимы (1953–1954, 1971–1972, 1984–1985 гг.) залив замерзал на длительный срок (2–2,5 месяца). В такие зимы к середине февраля толщина припая в прибрежной зоне северных плесов может достигать 52–68 см, а в южных районах залива до 32 см. Процесс разрушения припая в суровые и умеренные зимы начинается с середины февраля на побережье южных и центральных районов залива. К концу февраля припай разрушается у берегов северных плесов, а южнее МГП Стрелковое происходит окончательное очищение моря ото льда. К 9 марта полностью очищается ото льда II плес залива (МГП Чонгарский мост) и последним 26 марта очищается I плес и пролив Тонкий. В суровые и умеренные зимы окончательное очищение северных районов залива ото льда затягивается примерно на 2 недели (Таблица 2).

Таблица 2.

Характерные показатели ледового режима залива Восточный Сиваш по степени суровости зим за весь период наблюдений (1), в мягкие (2), суровые и умеренные (3) зимы.

Пункт	первое льдообразование			окончательное очищение		
	1	2	3	1	2	3
Геническ	12.12	18.12	10.12	22.03	13.03	26.03
Чонгарский мост	06.12	11.12	05.12	09.03	01.03	14.03
Стрелковое	31.12	18.01	27.12	22.02	20.02	22.02

Пункт	продолжительность ледового периода			число дней со льдом в ледовый период			максимальная толщина льда, см		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Геническ	100	85	106	67	47	74	68	20	68
Чонгарский мост	92	80	98	56	28	73	47	13	47
Стрелковое	52	34	56	32	9	37	52	7	52

Ледовый сезон в заливе Восточный Сиваш характеризуется значительной неустойчивостью, возможно неоднократное появление и исчезновение льда в любые по суровости зимы. Количество очищений за сезон в северных районах залива происходит в среднем 5–6 раз, иногда доходит до 10–

15 случаев. В центральных и южных частях залива за ледовый сезон очищение наблюдается в среднем 2 раза (максимум 5 раз). Из-за частых очищений и неустойчивости ледового покрова число дней со льдом на всех пунктах побережья всегда меньше, чем продолжительность ледового сезона.

В целом продолжительность ледового сезона зависит как от района Сиваша, так и от суровости зимы и поэтому изменяется в достаточно больших пределах. В центральном (III) плесе залива (Стрелковое) она составляет в суровые и умеренные зимы 56 дней, из которых лед наблюдается в течение 37 суток (Таблица 2). В мягкие зимы в этом пункте продолжительность ледового сезона не превышает 34 дней (число дней со льдом составляет 9 суток). На побережье северных плесов залива (Чонгарский мост, Геническ) продолжительность ледового сезона в мягкие зимы составляет 80–85 дней, из которых лед наблюдается только в течение 28–47 суток. В суровые и умеренные зимы ледовый сезон длится до 98–106 дней (число дней, когда наблюдается лед, изменяется в пределах 73–77 суток).

Ледовый режим открытых районов залива. Вследствие более медленного охлаждения, в открытых районах залива процесс ледообразования несколько задерживается по сравнению с прибрежной зоной. Распределение и сплоченность льда на акватории залива зависят от суровости зимы, и широтного расположения плесов, Рис. 2–3. Северные районы Сиваша замерзают регулярно практически в каждую зиму. От суровости зимы зависит и граница распространения льда в южном направлении. Преобладающие в холодный период года штормовые ветра восточной четверти способствуют взлому и отрыву припая вдоль береговой полосы Арабатской стрелки и его последующему дрейфу в восточном направлении к западным берегам залива.

В декабре, в Сиваше наблюдаются первичные формы льда. В январемарте на акватории залива преобладает припай, а также мелкобитый, крупнобитый плавучий лед, как правило, образовавшийся в результате ветрового отрыва и разрушения припая.

В мягкие зимы ледовитость залива Восточный Сиваш изменяется в пределах 0–825 км² (при общей площади залива 1433 км²), Рис. 4. Припай наблюдается обычно в северных, реже центральных районах залива и его площадь не превышает 560 км².

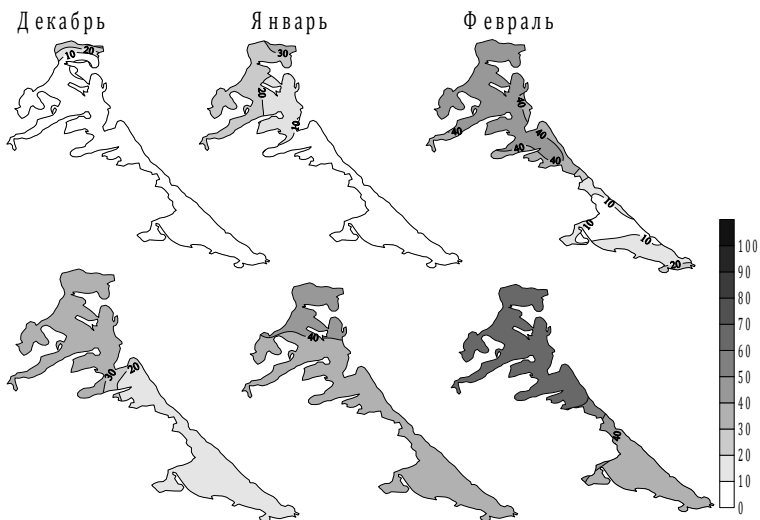


Рис. 2. Вероятность встречи припая (%) в декабре-феврале мягких зим (верхний ряд), умеренных и суровых зим (нижний ряд).

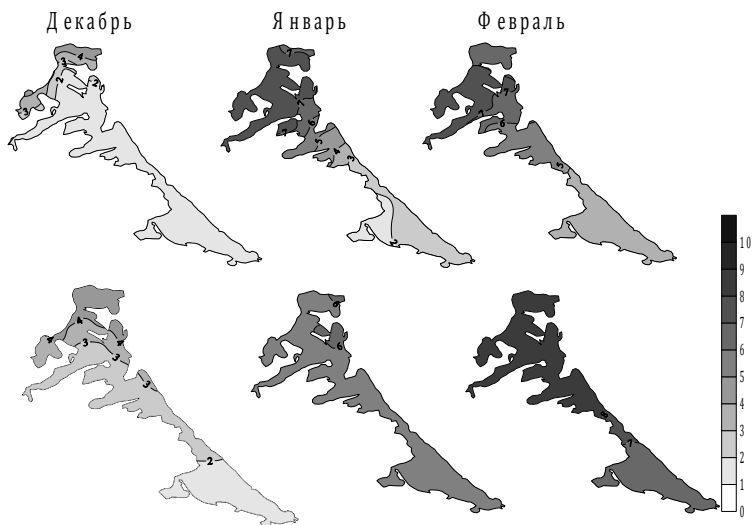


Рис. 3. Сплоченность льда (в баллах) в декабре-феврале мягких зим (верхний ряд), умеренных и суровых зим (нижний ряд).

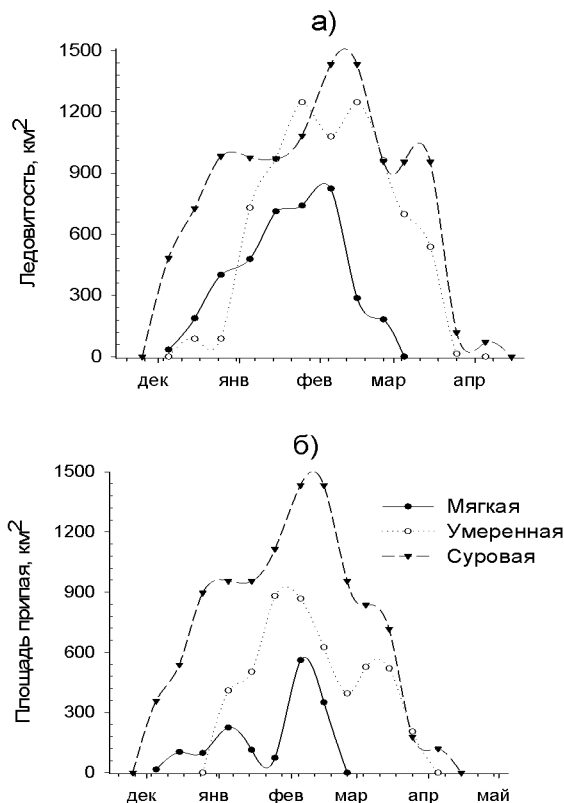


Рис. 4. Осредненная подекадно ледовитость (а) и площадь припая (б) в заливе Восточный Сиваш за 1950–2013 гг.

В умеренные и суровые зимы ледовитость залива в январе–феврале в среднем составляет 1115–1270 км² (т.е. льдами покрыто 80%–90% акватории всего залива). Площадь покрытия припаем в эти месяцы достигает в среднем 640–1146 км². Наиболее ледовитым месяцем является февраль, когда весь залив Восточный Сиваш покрыт припаем или сплоченными льдами густотой 8–10 баллов. В такие зимы процесс очищения залива ото льда затягивается до конца марта – начала апреля, Рис. 5. В среднем ледовитость в марте в умеренные и суровые зимы составляет 590–775 км² (41%–54% акватории залива), а площадь занятая припаем 465–640 км².

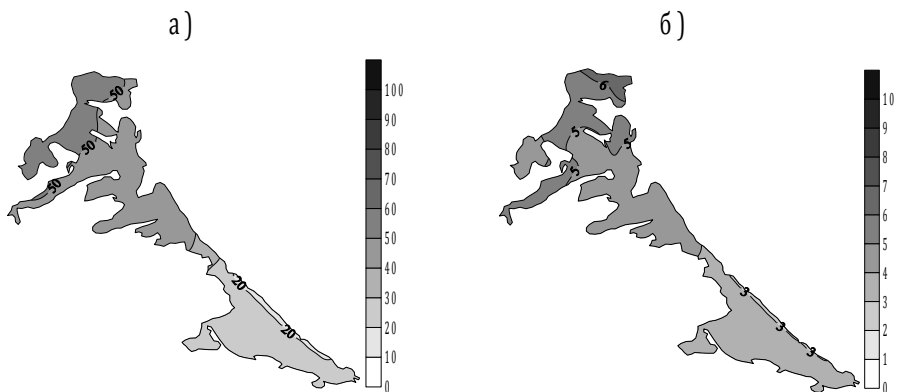


Рис. 5. Вероятность встречи припая в % (а) и сплоченность льда в баллах (б) в марте умеренных и суровых зим

Заключение

В заливе Восточный Сиваш наблюдается ежегодное образование льда. Ледовый сезон в заливе характеризуется значительной неустойчивостью, возможно неоднократное появление и исчезновение льда.

Общей характерной особенностью ледового режима Сиваша является связь его ледовитости (площади занятой льдом с учетом его густоты) с суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха над заливом за ледовый сезон. В связи с этим зимы подразделены на три типа: мягкие, умеренные и суровые.

Вследствие разного широтного расположения и режима солёности ледовые условия трех северных плесов залива и четвертого плеса расположенного южнее Шокальского сужения существенно различаются. В северной, распресненной части залива, лед появляется каждый год, в южной более солёной, только в умеренные и суровые зимы.

В умеренные и суровые зимы ледовитость залива в январе – феврале в среднем составляет 1115–1270 км² (т.е. льдами покрыто 80%–90% акватории всего залива). Площадь покрытия припаям толщиной до 32–68 см в эти месяцы составляет 640–1146 км².

The Ice regime of East Siwash Bay

Dyakov N.N., Timoshenko T.Y.

On the basis of materials of perennial observations on variability of characteristics of the ice cover, obtained with the help of remote (aircraft and satellite) methods, stationary observations, that have been made at coast and insular hydro-meteorological stations presents the results of the study of ice conditions in the East Siwash Bay. Performed the statistical analysis of specific indicators ice regime in the coastal zone of the Bay and maps of the distribution of multiyear ice in the Sivash depending on the type of winters.

Литература

1. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. – Л., 1962.– 856 с.
2. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1. Азовское море.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009 – 402 с.
3. Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Тр. ГОИН.– 1964.– вып.186.– с.57–75.
4. Сивашский регион: краткая социально-экономическая характеристика. – Киев: Черноморская программа Ветландс Интернешнл, 2007. – 178 с.
5. Сироткина А.И. К вопросу об оценке суровости зим на южных морях // Тр. НИИАК – 1959– вып.8. – с. 6–12.
6. Щурова Е.С. Изменчивость характеристик оз. Сиваш по данным спутникового дистанционного зондирования // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2013– Вып. 23. – с. 302–305.

ДИНАМИКА ВКС ЧЁРНОГО МОРЯ ПРИ ШТОРМОВОМ ВЕТРЕ В КВАЗИДВУМЕРНОМ ПРИБЛИЖЕНИИ

Борисов Е.В.

Рассмотрена динамика ВКС в масштабах инерционных колебаний скорости в приближении двумерного уравнения неразрывности. За основу приняты результаты исследований, выполненных в условиях открытого океана (Pollard, 1970) и результаты численного гидродинамического моделирования течений во время шторма в районе Кавказского побережья Чёрного моря 23–28 марта 2013 г. Показано, что геострофические и инерционные течения в двумерном бездивергентном приближении в ВКС можно рассматривать раздельно, не прибегая к предварительным оценкам и допущениям. Кратко рассмотрен механизм перехода от вынужденных к свободным инерционным волнам.

Результаты экспериментальных исследований динамики верхнего квазидвухмерного слоя (ВКС), связанной с воздействием ветра на морскую поверхность, показывают, что в пределах слоя возникают интенсивные инерционные колебания скорости течения (Pollard, 1970). Численное моделирование динамики ВКС в инерционном масштабе в глубоком море до сих пор не проводилось. 23–28 марта 2013г. на Чёрном море в районе Сочи наблюдался шторм со скоростью ветра до 20 м/с и выше. Дианским и Фоминым была предпринята попытка смоделировать гидрологическую ситуацию в районе шторма с помощью численной математической модели ИНМОМ (модель ИВМ РАН). Результаты были доложены на конференции в Казивели в сентябре 2014 г. Основные выводы, сформулированные на основе результатов моделирования, сводятся к следующему:

1. Течения в ВКС не коррелируют ни с колебаниями уровня моря, ни с изменениями положения пикноклина. Существенный вклад в динамику течений вносят локальные её компоненты. При этом горизонтальные составляющие скорости течения обращаются в ноль на глубине 30 м, соответствующей положению верхнего пикноклина. В ранее опубликованных работах на эту тему показано, что глубже их амплитуда возрастает.

2. Инерционная составляющая колебаний с частотой Кориолиса резко возрастает при увеличении скорости ветра со сдвигом около 4 часов, что указывает на выраженное влияние действующей силы трения ветра на их формирование. Скорости течения, определяемые инерционной волновой составляющей при постоянной скорости ветра, могут на начальном этапе формирования динамики ВКС вдвое превосходить составляющие скорости, определяемые геострофикой. Однако с течением времени влияние геострофики постепенно становится определяющим.

3. Основной и практически единственной устойчивой частотой колебаний как инерционной, так и геострофической природы, является частота вращения планеты f , называемая инерционной. Отклонения от указанной частоты незначительны, что указывает на возможность резонансного механизма их формирования.

Ниже приведены результаты анализа динамики ВКС, проведенного с учётом результатов численного моделирования.

Обратимся к двум первым уравнениям системы Рейнольдса при выборе оси абсцисс вдоль линии берега:

$$Du/Dt - fv = - (1/\rho_0)\partial P/\partial x + \partial/\partial x(v\partial u/\partial x) + \dots, \quad (1)$$

$$Dv/Dt + fu = - (1/\rho_0)\partial P/\partial y + \partial/\partial x(v\partial v/\partial x) + \dots \quad (2)$$

и уравнению турбулентной диффузии динамически пассивной примеси S:

$$DS/Dt = \partial/\partial x(K\partial S/\partial x) + \partial/\partial y(K\partial S/\partial y) + \partial/\partial z(k\partial S/\partial z), \quad (3)$$

где D/Dt – индивидуальная производная, v , K и k – коэффициенты турбулентной динамической вязкости, горизонтальной и вертикальной диффузии, соответственно. Остальные обозначения традиционны. Относительно величины S важно только условие её динамической пассивности, поскольку ниже подразумевается только это её свойство.

Умножим (3) последовательно на $\partial u/\partial S$ и на $\partial v/\partial S$. Рассмотрим один элемент правой части уравнения (3):

$$\begin{aligned} \partial/\partial x(K\partial S/\partial x) \partial u/\partial S &= \partial/\partial x[K\partial u/\partial S \cdot \partial S/\partial x] - K\partial S/\partial x [\partial/\partial x(\partial u/\partial S)] = \\ &= \partial/\partial x(K\partial u/\partial x) - K \cdot \partial/\partial S (\partial u/\partial x) \cdot \partial S/\partial x = \partial/\partial x[K\partial(u,v)/\partial x] - K \partial^2 u/\partial x^2 = \\ &= \partial K/\partial x \cdot \partial u/\partial x. \end{aligned}$$

Соответственно, вместо уравнения (3) получим:

$$D(u,v)/Dt = \partial K/\partial x \cdot \partial(u,v)/\partial x + \partial K/\partial y \cdot \partial(u,v)/\partial y + \partial k/\partial z \cdot \partial(u,v)/\partial z, \quad (4)$$

Вычитая последовательно (4) из (1) и (2), получим:

$$-fv + 1/\rho_0(\partial P/\partial x) = v\Delta u + v_z \partial^2 u/\partial z^2 + \partial/\partial x(v - K) \cdot \partial u/\partial x + \partial/\partial y(v - K) \cdot \partial u/\partial y + \partial/\partial z(v_z - k) \cdot \partial u/\partial z;$$

$$fu + 1/\rho_0(\partial P/\partial y) = v\Delta v + v_z \partial^2 v/\partial z^2 + \partial/\partial x(v - K) \cdot \partial v/\partial x + \partial/\partial y(v - K) \cdot \partial v/\partial y + \partial/\partial z(v_z - k) \cdot \partial v/\partial z.$$

Полученные уравнения при условии постоянства коэффициентов вязкости и диффузии превращаются в:

$$-fv + 1/\rho_0(\partial P/\partial x) = v\Delta u + v_z \partial^2 u/\partial z^2; \quad (5)$$

$$fu + 1/\rho_0(\partial P/\partial y) = v\Delta v + v_z \partial^2 v/\partial z^2. \quad (6)$$

Поскольку приведенные выше преобразования уравнений динамики не связаны ни с какими условиями или предположениями, кроме условия двумерности уравнения неразрывности, остаётся предположить, что полученные уравнения отражают динамику морских течений. Вопрос о динамике свободных длинных волн, в том числе инерционных, в безграничном океане рассматривается в (Монин, 1974), где приведено общее решение трёхмерной задачи с учётом стратификации, но без учёта вязкости (с выводом так называемых приливных уравнений Лапласа). Кроме того, там же приведено точное решение задачи для свободных инерционных волн. В нашем случае вязкость, особенно внешняя, имеет важное значение в связи с генерацией и заметным влиянием на динамику течений вынужденных инерционных волн.

Уравнения (5) и (6) описывают динамику геострофической составляющей морских течений и хорошо исследованы в гидродинамике океана. Воспользуемся двумерным уравнением неразрывности, которое обуславливает возможность введения функции тока:

$$\partial u/\partial x = -\partial v/\partial y, \quad (7)$$

Это уравнение сохраняет вид и в том случае, когда вертикальная составляющая скорости $w = w(x, y)$. Из (5) и (6) путём дифференцирования по x и y с последующим суммированием нетрудно получить хорошо известные уравнения динамики двумерного поля скорости:

$$\Delta(P/\rho_0 - f\zeta) = 0, \quad (8)$$

где ζ – функция тока, и

$$[v\Delta + v_z \partial^2/\partial z^2](\text{rot}_z U) = [v\Delta + v_z \partial^2/\partial z^2] \Delta\zeta = 0. \quad (9)$$

Решение уравнений (8) и (9) без учёта вертикальной вязкости для внутренней и внешней зон локальной вихревой области приведено в классических учебниках (Тихонов, Самарский, 1966) в виде интеграла Пуассона, которое в цилиндрических координатах имеет следующий вид:

$$F(r, \varphi) = 1/2\pi [F(\varphi') (R^2 - r^2)/[r^2 - 2Rr\cos(\varphi - \varphi') + R^2] d\varphi'; \\ (-\pi \leq \varphi' \leq \pi) \text{ при } r < R \text{ и}$$

$$F(r, \varphi) = 1/2\pi [F(\varphi') (r^2 - R^2)/[r^2 - 2Rr\cos(\varphi - \varphi') + R^2] d\varphi'; \\ (-\pi \leq \varphi' \leq \pi) \text{ при } r > R,$$

где r – расстояние от центра вихря; R – радиус вихря; $F(\varphi')$ – угловое распределение искомой величины, в нашем случае $\text{rot } U(R, \varphi)$ или $(P/\rho_0 - f\zeta)(\varphi)$ на границе вихря $r = R(\varphi)$.

Умножим (1) на $\partial S/\partial u$ и (2) на $\partial S/\partial v$ и вычтем из первого и второго уравнение диффузии примеси (3). В результате, считая коэффициенты вязкости и диффузии постоянными, получим:

$$[-fv + 1/\rho_0(\partial P/\partial x)] \partial S/\partial u = -K\Delta S - k \partial^2 S/\partial z^2; \quad (10)$$

$$[fu + 1/\rho_0(\partial P/\partial y)] \partial S/\partial v = -K\Delta S - k \partial^2 S/\partial z^2. \quad (11)$$

Обратим внимание на то, что диффузионный оператор при постоянных коэффициентах диффузии и вязкости входит в оба уравнения (10) и (11) одинаково и с отрицательным знаком. Вычтем (11) из (10). В результате получим:

$$[-fv + 1/\rho_0(\partial P/\partial x)] \partial S/\partial u = [fu + 1/\rho_0(\partial P/\partial y)] \partial S/\partial v. \quad (12)$$

Теперь воспользуемся двумерным уравнением неразрывности (7). Умножим левую часть (12) на $\partial u/\partial x$, а правую на $-\partial v/\partial y$. Тогда будем иметь:

$$[-fv + 1/\rho_0(\partial P/\partial x)] \partial S/\partial x = -[fu + 1/\rho_0(\partial P/\partial y)] \partial S/\partial y. \quad (13)$$

Далее, воспользуемся тем, что $\partial S/\partial x$ и $\partial S/\partial y$ могут быть представлены в виде $(\partial S/\partial \zeta) \partial \zeta/\partial x$ и $(\partial S/\partial \zeta) \partial \zeta/\partial y$, соответственно, где ζ – функция тока. В результате, с учётом определения функции тока, получим:

$$[-fv + 1/\rho_0(\partial P/\partial x)] v = [fu + 1/\rho_0(\partial P/\partial y)] u, \quad (14)$$

или

$$u^2 + v^2 - (1/\rho_0 f) (v \partial P/\partial x - u \partial P/\partial y) = 0. \quad (15)$$

Поскольку $\partial P/\partial x = (\partial P/\partial \zeta) \partial \zeta/\partial x = v \partial P/\partial \zeta$ и $\partial P/\partial y = (\partial P/\partial \zeta) \partial \zeta/\partial y = -u \partial P/\partial \zeta$, имеем:

$$[u^2 + v^2](\partial P/\partial \zeta - f\rho_0) = 0, \quad (16)$$

откуда следует: $\partial P/\partial \zeta - f\rho_0 = 0$ (см. выражение (8)). Таким образом, $P = f\rho_0 \zeta + P_0(z)$. Если теперь обратиться к уравнению Бернулли, то получится, что в рассматриваемом квазидвумерном случае вдоль линий тока должно выполняться равенство:

$$(u^2 + v^2) = f \zeta. \quad (17)$$

Если выражение (9) интерпретировать как следствие потенциального характера квазидвумерного приближения геострофической составляющей

скорости течения, то соотношение (17) должно выполняться во всей области, а не только вдоль линий тока (Должанский, 2011). Иными словами, двумерное приближение для геострофической скорости является безвихревым. Чтобы выявить связь геострофики с вихревым движением в ВКС, следует решать трёхмерную задачу. С другой стороны, можно воспользоваться формулой (17) для определения формы нижней границы вихря. Поскольку сумма в левой части уравнения есть квадрат угловой скорости вращения, равной $v_0 = \omega r$, то $(\omega r)^2 = f \zeta$.

Полагая, что нижняя граница вихря совпадает с поверхностью соответствующих линий тока $h(r)$ и, совмещая центр вихря с началом координат, находящимся на глубине H , получим:

$$h = H [1 \pm (\omega r / fR)^2], \quad (17)'$$

где R – внешний радиус вихря. Зависимость (17)' хорошо известна специалистам.

Формирование или разрушение инерционных колебаний горизонтальной скорости течения происходит преимущественно под влиянием изменений скорости ветра, имеющих частоту, более высокую, чем f и, соответственно, меньшие пространственные масштабы (Pollard, 1970). Постоянная скорость ветра, естественно, в течение половины инерционного вращения вектора скорости работает на генерацию её орбитальной составляющей, в основном совпадая с ней по направлению, а в течение другой половины – на её разрушение. Это приводит к выраженной перемежаемости инерционных колебаний в верхнем слое. Поэтому наблюдаемый эффект передачи энергии от внезапного изменения скорости и направления ветра значительно выше, чем воздействие постоянного штормового ветра, сохраняющего свои характеристики в течение нескольких суток. В соответствии с положениями классической теории колебаний такой характер действия внешней силы способствует установлению их автомодельного режима. На фоне колебаний с частотой инерционного вращения f формируются видимые вихри с размерами от нескольких километров непосредственно у берега до десятков километров в пределах прибрежного пограничного слоя (до струи ОЧТ) и до сотен километров за пределами прибрежного слоя. Рассмотрим возможность описания этой последовательности процессов в терминах уравнений динамики:

$$\partial u / \partial t + U \partial u / \partial x - fv = \tau_{xz}; \quad (18)$$

$$\partial v / \partial t + U \partial v / \partial x + fu = \tau_{yz}. \quad (19)$$

Здесь U – средняя скорость течения, которая достаточно велика лишь в прибрежной зоне (между ОЧТ и берегом). Как это принято в задачах по

теории динамики длинных волн, применим аппроксимацию внешнего трения в виде: $\tau_x = -\gamma u$ и $\tau_y = -\gamma v$ (Должанский, 2011) и, умножив уравнение (18) на u и (19) на v и, сложив их, получим:

$$\partial/\partial t(u^2 + v^2) + U\partial/\partial x(u^2 + v^2) = -\gamma(u^2 + v^2). \quad (20)$$

Отметим, что в уравнении (20) инерционная частота f никак не проявляется.

Постоянная величина γ имеет размерность частоты и пропорциональна частоте действующей силы (форсинга). Однако действительным числом она может быть только в том случае, если производные в левой части уравнения (20) дают действительные значения множителей перед $u^2 + v^2 = E$. Величина E не является осциллирующей и описывает поведение огибающей (амплитуды колебаний). Решая задачу в такой постановке, можно учесть геометрическую форму и зависимость от времени действующей силы ветра. Если E имеет осциллирующую составляющую, то в левой части (20) появятся мнимые множители и при $\omega \neq U\kappa$ γ должна быть комплексной величиной. Если левые части (18) и (19) являются только осциллирующими, то величина γ должна быть мнимой. Учтём эти варианты изменчивости E можно, если ввести в правую часть внутреннее трение (см. (4): $\tau_{xx} = \partial K/\partial x \cdot \partial u/\partial x$, $\tau_{xy} = \partial K/\partial y \cdot \partial u/\partial y$). Интересно то, что коэффициент K учитывает только диффузионный эффект действия вязкости. Тогда, полагая производные K по x, y равными $u_*\kappa = a\gamma$, где $u_* = \tau^{1/2}$ и κ – волновое число, a – константа, будем считать коэффициент трения комплексным числом, равным $\gamma(1 + ai)$. В случае свободных инерционных волн трение отсутствует, так что их кинетическая энергия постоянна (при отсутствии U в эйлеровой системе координат, а в присутствии средней скорости – в лагранжевой). Рассмотрим влияние трения при постоянном действии ветра на некий ограниченный объём поверхности моря, вовлечённый в движение, определяемое инерционным вращением. Вернёмся к системе уравнений (18) и (19), полагая $u = dx/dt$, $v = dy/dt$, $\tau_x = \gamma(1 + ai)u$ и $\tau_y = \gamma(1 + ai)v$. Имея в виду, что адвективный член в левых частях (18) и (20) вызывает лишь доплеровский сдвиг частоты колебаний в сторону её увеличения (длинные волны распространяются вдоль основного потока, оставляя берег справа) рассмотрим инерционные волны за пределами прибрежной зоны. Интегрируя (18) и (19) по t , получим:

$$dx/dt + \gamma(1 + ai)x - fy = 0, \quad (21)$$

$$dy/dt + fx + \gamma(1 + ai)y = 0, \quad (22)$$

что соответствует уравнению, связывающему u и x на фазовой плоскости:

$$dy/dx = [fx + \gamma(1 + ai)y]/[\gamma(1 + ai)x - f]. \quad (23)$$

Матрица коэффициентов системы не равна нулю, так что единственной особой точкой фазовой системы является начало координат (Амелькин, 1987). Собственные значения матрицы коэффициентов равны: $z_1 = \gamma + i(\gamma a + f)$, $z_2 = \gamma + i(\gamma a - f)$. Оба коэффициента комплексные, что соответствует особой точке в фазовой плоскости, называемой “фокусом”. Только в частном случае $\tau_{xz} = -\gamma_1 u$, $\tau_{yz} = -\gamma_2 v$, при $(\gamma_1 + \gamma_2)^2 - 4\gamma_1\gamma_2 - 4f^2 > 0$ особая точка является “узлом”. Фазовые траектории в окрестностях особой точки, являющейся “фокусом”, образуют спиральный вихрь. Попытки решить задачу с помощью различных вариантов учёта вязкости показали, что во всех случаях особая точка в фазовой плоскости остаётся единственной и является “фокусом”. Однако так как начало координат не фиксировано в пространстве, образование вихря рассматривается как возможность для всей области решения при определённых условиях резонанса. Условия эти ограничиваются совпадением частот и фаз колебаний (волн). Такие условия возникают локально, так что резонанс является скорее стохастическим, чем упорядоченным явлением.

Упомянутая выше малая ширина инерционного пика в спектре течений (всего 7% от f) указывает на то, что система на этой частоте может иметь резко выраженные резонансные свойства, так что время затухания соответствующих свободных колебаний должно быть длительным. Реализация сценария резонансного возбуждения длинных волн требует одновременно присутствия в системе свободных и вынужденных волн. Соответствующее решение классического уравнения для амплитуды колебаний в системе, возбуждаемой с максимальным начальным отклонением Y_0 от положения равновесия имеет вид (Хайкин, 1971):

$$y = Y_0 e^{-\alpha t} \sin(\omega_0 t + \varphi) + Y \sin(\omega_0 t + \beta), \quad (24)$$

где $2\alpha = (\omega_0^2 - \omega^2)^{1/2} = Uk + \gamma$ – величина смещения частоты колебаний относительно собственной частоты системы ω_0 ; φ и β – фазы свободных и вынужденных колебаний. При $U = 0$ (за пределами ОЧТ) смещение частоты колебаний связано с действием вязкости. Если $\alpha \ll \omega_0$, то выражение для скорости орбитального движения будет иметь вид:

$$V = dy/dt \approx \omega_0 [Y_0 e^{-\alpha t} \sin(\omega_0 t + \varphi) + Y \sin(\omega_0 t + \beta)], \quad (25)$$

откуда при $Y_0 = Y$ и $\varphi = \beta + \pi$ (что соответствует нулевой начальной скорости) получим:

$$y = Y(1 - e^{-\alpha t}) \sin(\omega_0 t + \varphi). \quad (26)$$

Такова закономерность перехода вынужденных колебаний к свободным. Сам переходный процесс нелинейный. В линейном приближении (26) он трактуется как постепенное затухание вынужденных волн. Отсюда следует, что чем больше α , тем выше амплитуда колебаний, обусловленных резонансом. Однако, в нашем случае при $U = 0$ $\alpha = \gamma$, так что действие внешней вязкости приводит к аналогичному эффекту: чем выше частота в спектре внешнего трения, тем больше амплитуда колебаний на собственной частоте. Однако это утверждение верно в случае, когда трение рассматривается как внешняя возмущающая сила. Эту же роль может выполнять член уравнения (20), содержащий U . Этот вариант подробно рассмотрен в (Иваненков, 1974). Различные аспекты проблемы устойчивости поверхностных течений в прибрежной зоне Чёрного моря исследовались в работе (Борисов, Иваненков, 1979). Оказалось, что неустойчивость течений в прибрежной зоне имеет конвективный характер. Результаты изучения процесса приспособления (стабилизации) возмущённого поля течений в условиях Чёрного моря в связи с генерацией инерционно-гравитационных волн представлены в работе (Блатов, Иванов, 1983). Процессы генерации вихрей в верхнем слое Чёрного моря рассмотрены в работе (Иваненков, 1974) и в многочисленных современных публикациях Зацепина.

Под термином «инерционные волны», очевидно, подразумеваются в основном волны Кельвина, которые могут иметь частоты, равные f и выше. Для других видов длинных волн f является предельной частотой. Присутствия других волновых частот в результатах моделирования не отмечено.

Течения в 30-метровом слое, полученные в процессе численного решения задачи, действительно отстают от максимумов скорости ветра приблизительно на четверть суток. Время жизни вихревого образования, оцениваемое как время релаксации, составляет в среднем от 4 до 8 суток. При таком времени релаксации достигается наилучшее совпадение модельных оценок скорости с наблюдаемыми её значениями (Pollard, 1970) Там же отмечается, что суммарные (регистрируемые *in situ*) колебания скорости течений в исследуемом диапазоне по своей частоте слабо отличаются от f и что эти отличия лежат в пределах 7% от f . Колебания более высоких частот появляются на временах действия ветра, превышающих $2-3/f$, и быстро затухают или покидают район наблюдений. Эта закономерность верна даже в случаях, когда горизонтальные размеры поля действующего ветра намного меньше длины генерируемых волновых составляющих скорости течения. Это всё можно объяснить следующим образом. Поскольку речь идёт о «размывании» частотного максимума, то этот эффект в теории длинных волн описывается так:

$$Y = 2y_0 \cos k_0(x - Ct) \cos \Delta k(x - Ct), \quad (27)$$

что соответствует появлению огибающей с дисперсионной добавкой Δk к «невозмущённому» волновому числу k_0 , соответствующей добавке к частоте $\Delta \omega = C\Delta k$. Это означает, что решение вида $u = 2u_0 \cos k_0(x - Ct)$ будет колебаться между двух кривых $u = \pm 2u_0 \cos \Delta k(x - Ct)$. В нашем случае $\Delta \omega = 0,07f \approx 0,7 \times 10^{-5}$, что соответствует периоду времени около 1,65 суток или около 40 час. Таковым является «огибающий» период, соответствующий периоду группы (цуга) инерционных волн (см. выше, оценку проявления колебаний высоких частот, которое составляет $2 - 3/f$). Время жизни генерируемого вихревого образования, как это следует из приведенных выше оценок, приблизительно в $2 \div 5$ раз выше.

Энергия инерционных колебаний скорости практически не зависит от стратификации плотности, от горизонтальных размеров поля ветра и от глубины моря и хорошо описывается формулой Верониса – Стоммела (Pollard, 1970):

$$E_i = \tau_0^2 (1 - \cos fT) / 2\rho h^2,$$

где τ_0 – напряжение трения ветра, h – толщина слоя, подверженного непосредственно действию ветра, и T – продолжительность действия ветра. Энергия геострофической составляющей скорости существенно зависит от длительности действия ветра: $E_G \sim \tau_0^2 T^2$. В нашем случае эта особенность геострофической составляющей динамики уровня и течений верхнего слоя моря проявляется при сравнении их распределений в реальном времени с осреднёнными за весь период шторма. Соответствующие оценки приведены в (Pollard, 1970) в виде таблицы. Из неё следует, что при $T \sim \pi/f$, $\tau_0 \sim 1$ дин/см² и вертикальной стратификации в виде ступеньки толщиной 450 м с $N = 10^{-2} \text{с}^{-1}$ суммарная энергия инерционных колебаний скорости E_i в верхнем слое достигает значений ~ 10 килоэрг/см². При этом геострофическая составляющая суммарной энергии приблизительно в 5 раз меньше инерционной. Однако при $T \sim 3\pi/f$ геострофическая составляющая кинетической энергии течений верхнего слоя уже превышает инерционную.

В (Pollard, 1970) показано, что при уменьшении толщины однородного слоя со 100 до 30–50 м отношение энергии инерционных колебаний скорости течения к суммарной энергии колебаний увеличивается почти вдвое, что связано с падением доли геострофической составляющей. Среднюю амплитуду колебаний скорости течения в верхнем однородном слое моря для инерционной моды, соответствующей частоте f , со всеми оговорками, касающимися применения к условиям в Чёрном море формул, выведенных для условий океана, можно оценить, используя соотношение, приведенное в (Pollard, 1970):

$$u = \tau_0 / \rho_w f h.$$

Принимая толщину верхнего слоя h , подверженного влиянию ветра, равной 30м (на этой глубине скорость, определённая с применением численного метода, обращается в 0), получим: $u \approx 40\text{см/с}$. При этом следует иметь в виду, что полученная оценка относится к величине амплитуды колебаний скорости, осреднённой по всему верхнему слою.

Что касается оценки величины суммарной скорости на поверхности моря, связанной с действием штормового ветра, то её величину следует оценивать по известным соотношениям для дрейфовой составляющей скорости. В численных расчётах применялась следующая формула:

$$\tau_0 = \rho_a / \rho_w [1,1 + 4 * 10^{-3} w] w^2 * 10^{-3},$$

где ρ_a и ρ_w – плотность воздуха и воды, w – скорость ветра. При $\rho_a = 1,27 * 10^{-3}$; $\rho_w = 1,025\text{г/см}^3$, $w = 25\text{м/с}$ получим оценку: $\tau_0 / \rho_w = 16,26\text{см}^2/\text{с}^2$, откуда $u_* = \sqrt{(\tau_0 / \rho_w)} = 4,03\text{см/с}$, и скорость течения на поверхности моря (Боуден, 1988) $u_s = 25u_* = 100,8\text{см/с}$. Применение классического соотношения $\tau_0 = C_D \rho_a w^2$, где $C_D = 2 * 10^{-3}$ – коэффициент трения, даёт оценку $\tau_0 = 15,49\text{гсм/с}^2$ и $u_s = 97,2\text{см/с}$. Как видно, расхождение этих оценок в данном случае близко к пределам точности измерения скорости течения.

Для анализа внутренней динамической структуры геострофического вихря важно знать геометрию линий тока в его внутренней зоне. Согласно спутниковым снимкам, приведенным в работах Зацепина и его коллег, вихри в большинстве своём имеют спиральную структуру линий тока, проявленную в виде полос повышенной концентрации взвеси. Наиболее близко к описанию геометрии спирального вихря подходит логарифмическая спираль, описываемая уравнением в полярных координатах вида:

$$r = a \exp(b\theta), \quad (34)$$

где θ – полярный угол и $a = r(\theta = 0)$. Распределение скорости вращения в вихре описывается уравнением:

$$v_\theta = \omega r = a f \exp(b\theta), \quad (35)$$

где b , согласно (Кочин и др., 1948), равно отношению действительной и мнимой частей потенциала скорости, или отношению обильности и вихревой интенсивности источника вихря. В данном случае источником вихря могут быть длинные волны, следовательно, величина b может быть комплексной. Тогда вдоль линий тока должны распространяться струйные длинные волны, радиальная частота которых $\partial v_\theta / \partial r$ постоянна и равна ω , а угловая частота $\partial v_\theta / \partial \theta$ пропорциональна $\omega \partial r / \partial \theta = a f b \exp(b\theta)$. Струйные волны распространяются вдоль линий тока в направлении течения. Поэто-

му в антициклонических вихрях, течение в которых направлено к центру, струйные волны способствуют сохранению энергии в вихре, а в циклонических – наоборот, выносу энергии вихря во внешнюю область. Поэтому антициклонические вихри существуют дольше циклонических, что отмечается в (Зацепин, 2003).

Выводы

1. Проведенный анализ показывает обоснованность разделения длинноволновой динамики ВКС на геострофическую и инерционную составляющие, формирующиеся в ВКС под действием внешних источников (давление, турбулентное трение ветра) независимым образом.

2. Получены соотношения, позволяющие производить взаимно независимый анализ геострофических и инерционных составляющих формируемого поля скорости.

3. Подтверждается вывод о преимущественном влиянии высоких частот действующей силы на развитие инерционных движений. Поскольку инерционные волны являются превалирующим видом движения по крайней мере на начальном этапе генерации волнового движения вод в ВКС и не связаны с уровнем моря, косвенно подтверждается и слабая корреляция с ним скорости течения.

The upper quasihomogeneous layer dynamics of the Black Sea at storm conditions

Borisov E.V.

Dynamics of upper homogeneous sea layer is considered in two-dimension continuity approximation. The analysis of currents caused by the wind stress is based on the results of investigations published in (Pollard, 1970) as well as on the results of numerical modeling of sea currents produced by storm at Caucasian shore of the Black sea on 23–28 March 2013. The possibility of separate consideration of geostrophic and inertial currents at two-dimensional continuity approximation without using preliminary estimations and various assumptions is shown. The mechanism of transition from the forced to the free inertial current velocity oscillations is discussed briefly.

Литература

1. Амелькин В.В. Дифференциальные уравнения в приложениях. М.: «Наука», - 1987. – 152с.
2. Блатов А.С., Иванов В.А. Пространственно-временная структура внутренних инерционно-гравитационных и топографических волн в море на частотах, близких к инерционной частоте. //: Изв. АН СССР, ФАО, т. 19, №8, - 1983. – с. 868–877.
3. Борисов Е.В., Иваненков Г.В. Характер неустойчивости течения у берега моря в условиях неоднородности поля плотности. //: Труды ГОИН, - 1979, вып.144, - с. 92–97.
4. Должанский Ф.В. Основы геофизической гидродинамики. М.: «Физматлит», - 2011. – 264с.
5. Иваненков Г.В. Генерация вихрей на поверхности безливного моря в пограничных слоях. //: Известия АН СССР, ФАО, - т.10, №7, - с. 752–762.
6. Кочин Н.Е., Кибель И.А. и Розе Н.В. Теоретическая гидромеханика, т.1. М.: «Изд-во технико-теоретической литературы», - 1948. – 526с.
7. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, - 1974. – 261с.
8. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М.: «Наука», - 1966. – 724с.
9. Хайкин С.Э. Физические основы механики. М.: «Наука», - 1971. – 751с.
10. Pollard R.T. On the generation by winds of inertial waves in the ocean. //Deep-Sea Res. – Vol. 17.- 1970. - pp. 795–812.
11. Pollard R.T. and R.C. Millard, Jr. Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations. // Deep-Sea Res. – Vol. 17. – 1970. – pp. 813–821.
12. Zatsepin A.G. et al. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing. // - J. Jeophys. Res. 108 (C8), - 2003. – pp. 1 – 27.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ В ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ШТОРМАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

*Кабатченко И. М., Введенский А.Р., Литвиненко Г.И.,
Резников М.В., Фомин В.В.*

Проведен анализ гидрометеорологических причин, приведших к исключительным разрушениям в штормах у российского побережья Черного моря. Указан тип синоптического образования, способствовавшего появлению столь сильных штормов. Дан анализ анемобарической обстановки над морем в преддверии шторма и в момент его наибольшего усиления. По «узконаправленной» модели проведены расчеты полей волнения в акваториях, подвергшихся наибольшему воздействию.

Феноменологическое объяснение возникновения и описания экстремальных штормов на Черном море и их моделирование развивается параллельно с изучением ветро-волновых процессов как динамической системы с обратной связью. Для моделирования экстремальных штормов была использована «узконаправленная» модель ветрового волнения – наиболее оптимальная по сочетанию точности и быстродействия на современном этапе.

Теоретические основы модели разработаны академиком В.Е. Захаровым [1]. Уравнение баланса спектральной плотности волнового действия (n) записывается в сферических координатах (по аналогии с распространенной моделью WAM) для частотно-углового спектра:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} n(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial \lambda} c_{\lambda} n(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial \varphi} c_{\varphi} n(\omega, \theta) + \\ \frac{\partial}{\partial \theta} c_{\theta} n(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial \theta} c_{ref} n(\omega, \theta) = P(\omega, \theta, \mathbf{U}) \end{aligned} \quad (1)$$

где ω – угловая частота ($\omega(k) = [gk \tanh(kD)]^{1/2}$), k – волновое число, D – глубина места, θ – направление распространения волнения, \mathbf{U} – скорость ветра, φ – широта, λ – долгота (сферические координаты-углы),

$$c_{\varphi} = c_g \frac{\sin \theta}{R}, \quad c_{\lambda} = c_g \frac{\cos \theta}{R \cos \varphi}, \quad c_{\theta} = -c_g \frac{\operatorname{tg} \varphi \cos \theta}{R},$$

$$c_g = \frac{1}{2} c \left(1 + \frac{2kD}{sh(2kD)} \right) - \text{групповая скорость, } c = \left[\frac{g}{k} th(kD) \right]^{1/2} - \text{фазовая}$$

$$\text{скорость волн, } c_{ref} = \frac{\omega \left(\frac{\partial D}{\partial \lambda} \sin \theta - \frac{\partial D}{\partial \varphi} \cos \theta \right)}{sh(2kD)R}, R - \text{радиус земли. В левой}$$

части уравнения (1): c_λ – проекция групповой скорости волнения в меридиональном направлении, c_φ – проекция в широтном направлении, c_θ – скорость отклонения волнового луча от полюсов к экватору, вызванная сферичностью Земли, c_{ref} – скорость поворота волнового луча вследствие рефракции. P - функция источников и стоков, включающая функцию взаимодействия волн и ветра (P^+), нелинейные взаимодействия в спектре ветровых волн (P^0) и диссипацию (P^-). Для описания нелинейных взаимодействий (P^0) уравнения (1) в данной модели используется теория «узконаправленного» приближения волнового спектра [1,6].

На научно-техническом совете Росгидромета 6 июля 2001 года модели был придан статус Российской Атмосферно-Волновой Модели (РАВМ). На Центральной Методической Комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета этот метод был рекомендован в практику оперативных работ (решение от 17.10.2001 г.).

К сильным сторонам РАВМ следует отнести ее возможности моделирования, диагноза и реконструкции морских штормов. К экстремальным волновым ситуациям всегда повышенный интерес практически во всех отраслях природопользования в море и прибрежной зоне. Особенно при реализации дорогостоящих проектов. Верификация модели в диагностическом режиме для сильного шторма в акватории Черного моря была произведена сравнением результатов численного эксперимента и данных инструментальных измерений по десятидневному шторму 1997 г. в районе Геленджика [3].

Разрушительные штормы на Черном море

Как правило, самые разрушительные штормы на Черном море – штормы, вызываемые вторичными термическими циклонами (в дальнейшем – ВТЦ) [2,3]. Именно ВТЦ вызывают наибольшие волны и приводят к наиболее сильным разрушениям на побережьях черноморских стран, на российском побережье в частности. ВТЦ возникают на периферии мощных двухцентровых двухслойных циклонов при их перемещении с Эгейского моря на Чёрное море при значительном (до 10°C) перепаде температур воды и воздуха. Такая разница сохраняется некоторое время осенью и в нача-

ле зимы (конец октября–ноябрь–начало декабря) в силу тепловой инерции моря. Исторически самым катастрофическим Черноморским штормом считается «Балаклавская буря» осенью 1854 года, во время Крымской войны. 14 ноября неожиданно произошло повышение уровня моря в районе Севастополя, поднялся сильный шквальный ветер, волны достигали необычно большой для Черного моря высоты. Огромные потери английского флота в том шторме (затонули 34 корабля) подтолкнули союзников в Крымской войне против России (Англию и Францию) к организации первой регулярной службы погоды под руководством известного астронома Леверье.

Синоптические условия и характер гидрометеорологических процессов при ВТЦ, несущих опасность развития черноморских катастрофических штормов

Все известные случаи возникновения экстраординарных штормов связаны с распространением над морем двуцентровых депрессий, вторичный термический циклон которых, проходя над тёплой водной поверхностью, приобретает черты тропического шторма. «Вторичный» циклогенез происходит на периферии глубокого и малоподвижного центрального циклона. «Вторичный», более молодой циклон принадлежит той же серии, что и центральный, либо является циклоническим образованием вблизи точки окклюзии центрального циклона. В результате возникновения вторичного термического циклона над тёплым морем формируется упомянутая выше сложная анемобарическая система, которая состоит из динамического циклона (по терминологии Ганна и Экнера), глубокой ложбины в верхней атмосфере и вторичного циклона, расположенного под ложбиной у поверхности воды. Такая система получает дополнительную энергию из двух источников – за счёт струйного течения на границе тропосферы с тропопаузой посредством горизонтальной конвергенции и за счёт температурно-влажностной неустойчивости.

Как следует из приведённого выше анализа структуры и генезиса ВТЦ, необходимым (но недостаточным) условием их образования является сильная атмосферная неустойчивость. Для того, чтобы шторм, вызываемый ВТЦ, достиг ураганной силы, должны реализоваться следующие условия (предикторные признаки):

1. на восточное Средиземноморье и Северную Африку наступает двуцентровая депрессия со смещающимся на Чёрное морем ВТЦ;
2. в преддверии шторма над северной частью моря и прилегающей к ней территорией преобладают ветры восточного, северо-восточного и северного направлений, при которых происходит заток холодного воздуха с северного Причерноморья на Черное море;

3. относительно высокая поверхностная температура воды (более 100°С);
4. высокая разность поверхностной температуры воды и воздуха (более 50°С);
5. углубляющееся атмосферное давление в центре ВТЦ при его прохождении над Черным морем;
6. резкое падение давления, прежде всего, в центральной части циклона, примерно в 100–200 км вокруг его центра. Там же происходит и усиление ветра и волнения, про такие штормы говорят: «Прошел узкой полосой»;
7. скорость движения ВТЦ не менее 40 км/ч;
8. скорость ветра у поверхности достигает 20 м/с.

Схематично картина генерации и развития гидрометеорологических процессов у поверхности раздела атмосфера – море в рассматриваемой ситуации происходит следующим образом. В силу ряда причин в штормах, вызываемых ВТЦ, поддерживается режим развивающегося волнения. Фазовая скорость волнения заметно меньше скорости ветра (примерно в 2–3 раза). Такой тип волнения называется – «молодым». При относительно небольшой высоте волны имеют большую крутизну. «Молодое» волнение создает высокую шероховатость для обтекающего ветрового потока. Она заметно больше шероховатости развитого волнения. При «молодом» волнении направление ветра, дрейфовых течений и волн практически совпадают. В «Балаклавской буре» корабли гибли из-за суммарного воздействия ветра, волн и течений – срывались с якорных цепей и разбивались о скалы. Отмечено, что волны при ВТЦ растут гораздо быстрее, чем в условиях малоподвижного обширного циклона.

Ниже приводится общее описание наиболее разрушительных штормов у российского побережья Черного моря, случившихся за последние 40 лет.

Шторм у побережья Крыма в ноябре 1981 г.

Шторм 9–11 ноября 1981 г. в северо-западной части Черного моря был подобен по синоптическим условиям и соизмеримым по разрушениям знаменитой «Балаклавской буре». По оценкам максимальная высота волн в открытом море достигала 16–17 м. В шторме 1981 г. природа сама дала специалистам возможность оценить размеры штормовых волн – в районе м. Тарханкут ударами волн был снесен настил нефтегазодобывающей платформы, располагавшийся на высоте 14 м над уровнем моря. В этом же шторме был разбит только что отстроенный волнолом на входе в Севастопольскую бухту. Шторм разнес в щепки несколько домов и хозяйственных построек смотрителей Тарханкутского маяка (Рис. 1). А сам маяк (каменная башня высотой 42 метра) устоял. Маяк построен почти 200 лет назад (в

1816 г.) из белого инкерманского известняка. Прочность материалов и качество строения оказались столь надежны, что ему требовался только косметический ремонт. Берег у Тарханкута, считается самым опасным не только в Крыму, но и во всем Черном море. Ветра, течения, скалы – «Крымский Мыс бурь». С античных времен здесь тонули и продолжают гибнуть корабли.



Рис. 1. Маяк у мыса Тарханкут

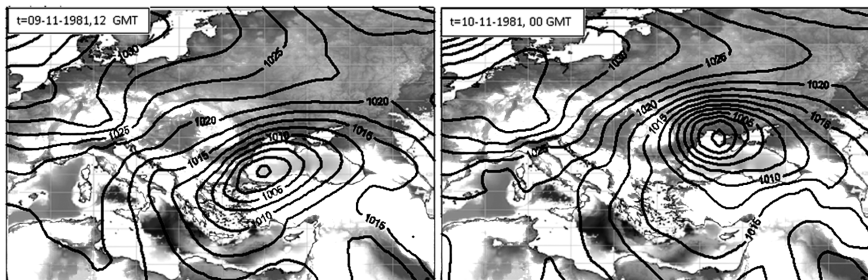


Рис. 2. Поля приземного давления (гПа) по данным реанализа NCEP/NCAR на начало (левая карта) и конец шторма (правая карта).

На Рис. 2 приведены поля приземного давления на начало и конец шторма. Поле средних высот волн в этом шторме, рассчитанное по «узконаправленной» модели, приведено на Рис. 3. Максимальные высоты волн в более чем в 3 раза выше средних. Таким образом, по нашим расчетам наибольшие индивидуальные высоты волн в этом шторме могли превышать 16 м.

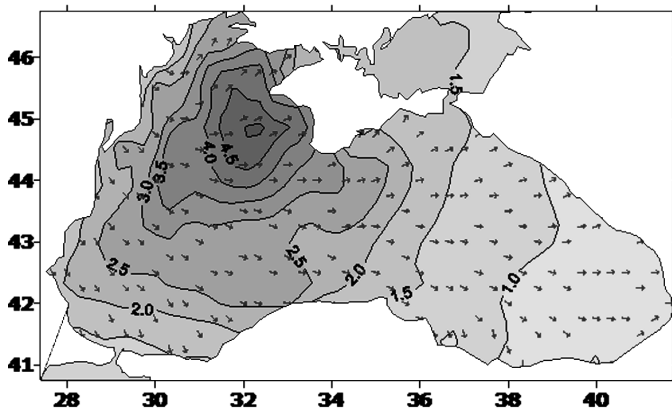


Рис. 3. Поле средней высоты волны (м) в 9 часов 10 ноября 1981 года (стрелочками указано направление волнения)

Катастрофический шторм в Керченском проливе в ноябре 2007 г.

Шторм привел к исключительно большим материальным и экологическим последствиям [5]. Большие потери были вызваны, в том числе, и большой концентрацией судов в Керченском проливе. По данным МЧС, утром 11 ноября 2007 года в районе порта Кавказ находились 59 судов, из которых около 20 были нефтеналивными типа "река-море". Примерно такое же количество судов находилось на якорной стоянке на входе в Керченский пролив из Черного моря, и среди них – танкер типа «река-море» «Волгонефть-139» и сухогрузы «Вольногорск», «Ковель» и «Нахичевань». Сводка МЧС на 06.00 МСК 12.11.2007 г. сообщает: "... 11 ноября 2007 г. в результате штормового ветра (до 32 м/с) и сильного волнения моря (6–7 баллов, высота волны 5 м) в Керченском проливе затонуло 4 судна (сухогрузы «Вольногорск», «Нахичевань», «Ковель», «Хачь Измаил»; сорвало с якорей и село на мель 6 судов (сухогрузы «Вера Волошинская», «Зияя Кос», «Капитан Измаил», баржи «Дика», «Деметра», плавкран «Севастополец»); получили повреждения 2 танкера («Волгонефть-139», «Волгонефть-123»); находится в дрейфе баржа «БТ-3754». Фотографии потопленных судов приведены на Рис. 4.

Синоптическая ситуация над Черным морем до и во время шторма складывалась следующим образом. За время предшествующее шторму циклон переместился с Эгейского моря на юг Украины. Ночью 10-11 ноября этот циклон вышел из Балканского региона на акваторию Черного моря, и со скоростью 70 км/ч двигался в сторону Крыма. Максимальные очаги падения давления в центре циклона составили 4–5 гПа за 3 часа. Давление в центре

упало до 980 мб. Практически над всей акваторией Черного моря, кроме его южной части, возросли градиенты давления, что способствовало усилению ветра. Днем 11 ноября центр циклона продолжал смещение с Крымского полуострова на север, а над акваторией Черного моря сохранилась ложбина с дождями и низкой облачностью, (Рис. 5). По сведениям Южного РЦ МЧС России в Керченском проливе в районе порта Кавказ высота волн была 4 м.

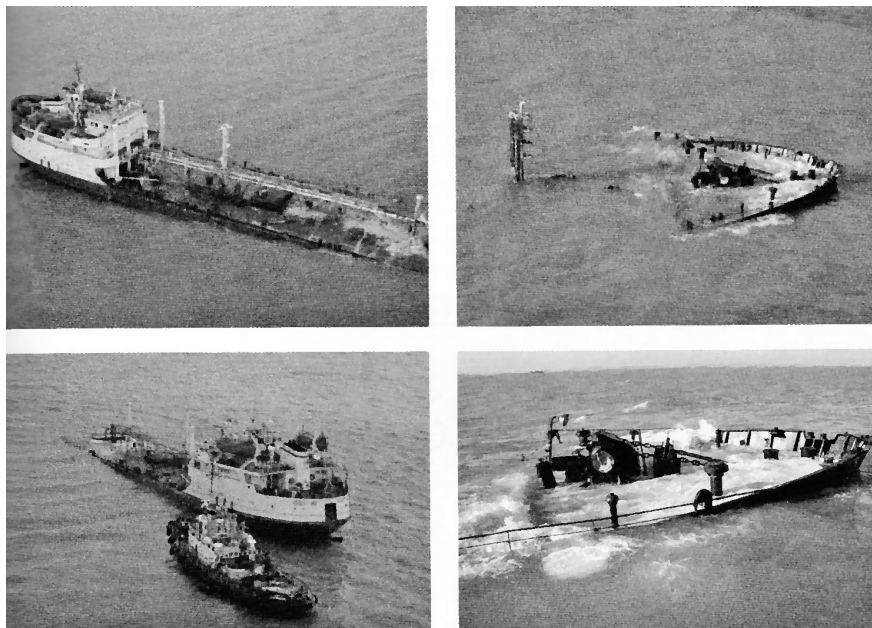


Рис. 4. Фотографии потопленных судов во время шторма 11 ноября 2007 г. Снимки сделаны после окончания шторма.

Поле высот волн 3-х процентной обеспеченности в этом шторме, рассчитанное по «узконаправленной» модели, приведено на Рис. 6. Максимальные высоты волн более чем в 1,5 раза выше трехпроцентных. Таким образом, по нашим расчетам наибольшие индивидуальные высоты волн в Керченском проливе в этом шторме составляли 3–5 м.

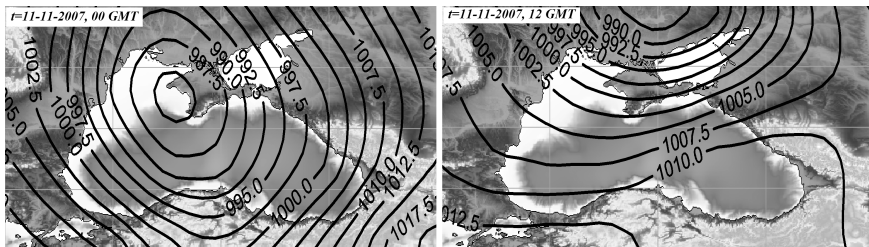


Рис. 5. Поле приземного давления (гПа) по данным реанализа NCEP/NCAR над Черным морем на момент времени, предшествующем наибольшему усилению шторма в Керченском проливе и в момент его кульминации (12:00 11 ноября 2007 г.).

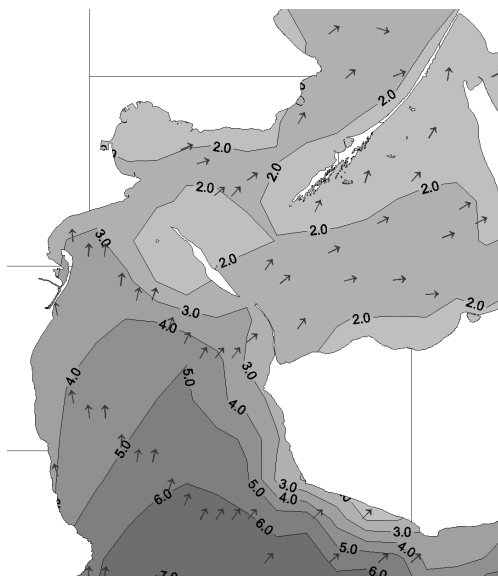


Рис. 6. Поле высот волн (м) 3-х процентной обеспеченности в Керченском проливе за срок 12:00 11 ноября 2007 г. (стрелочки – направление распространения волнения)

Разрушительный шторм в районе грузового порта Сочи в декабре 2009 г.

14 декабря 2009 года сильнейший шторм обрушился на грузовой порт Сочи в устье р. Мзымта. Порт был на стадии завершающего этапа строительства. Штормом была повреждена большая часть портовых сооружений, некоторые разрушены. Часть порта пришлось отстраивать заново.



Рис. 7. Фото шторма в грузовом порту Сочи 14 декабря 2009. Штормовые волны сквозь разрушенный волнолом проникают на акваторию порта.

Шторм-трек шторма проходил из Турции на Черное море и далее в северо-восточном направлении в район Сочи. На Рис. 8 приведена синоптическая ситуация, сложившаяся в Восточном Средиземноморье 13–14 декабря 2009 г. Над Балканами располагался антициклон с давлением в центре более 1020 гПа, отрог этого антициклона распространялся на Эгейское море и запад Турции. Над Восточной Сахарой и Аравийским полуостровом находился обширный циклон. За 18 часов шторм сместился из центральной Турции на запад Большого Кавказского хребта. Средняя скорость его перемещения составила около 45 км/ч. При выходе на Черное море давление в центре циклона углубилось с 1002 гПа до 997 гПа. За время, предшествующее шторму, север Черного моря и северное Причерноморье были охвачены В, СВ и С ветрами, при которых происходил заток холодного воздуха. Развитие шторма проходило в условиях, когда температура воды была значительно теплее температуры воздуха. В российском секторе Черного моря температура воздуха на высоте 2 м была ниже 6–7°C, тогда как поверхностная температура воды была выше 11–12°C. Таким образом, разность температуры воды и воздуха была выше 5°C. Визуальная оценка максимальной высоты волны во время шторма в районе, прилегающем к порту, составила 10–11 м.

Результаты численного моделирования волновой обстановки по «узконаправленной» модели за срок 00:00 часов 14 декабря 2009 г. в акватории, прилегающей к порту, представлены на Рис. 9. На рисунке представлена 1%-я высота волны. Фон высот волн на подходе к порту составил порядка 8 метров. С учетом того, что максимальная высота волны в 1,2 раза больше 1%-й, то можно утверждать, что согласно нашим расчетам на подходе к порту наибольшие индивидуальные волны превышали 10 м.

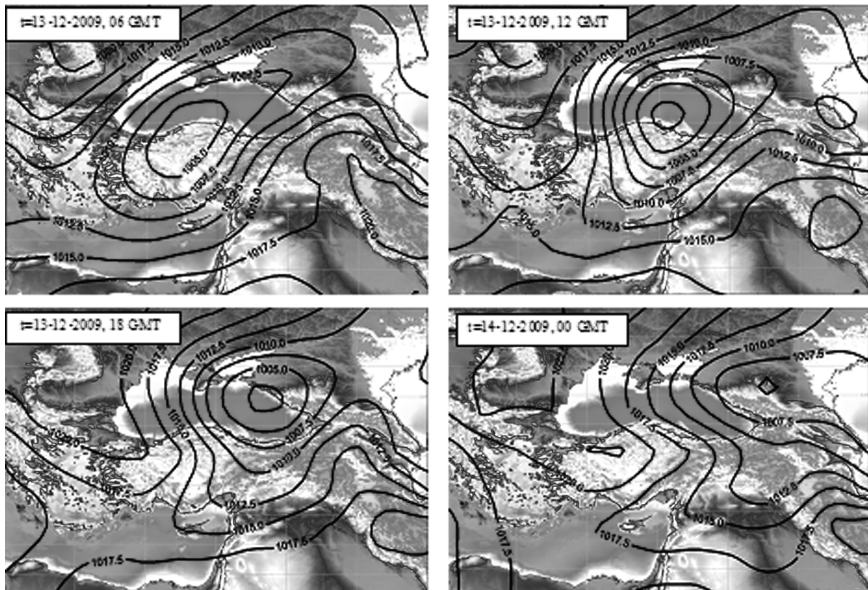


Рис. 8. Поля приземного атмосферного давления (гПа) по данным реанализа NCEP/NCAR над Восточным Средиземноморьем 13–14 декабря 2009 г.

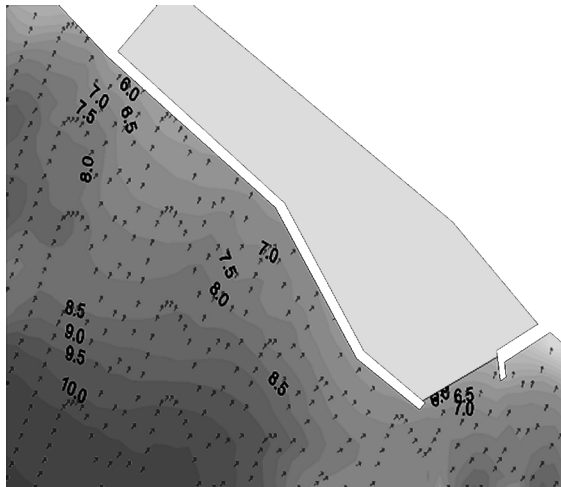


Рис. 9. Поле однопроцентных высот волн (м) на подходе к грузовому порту в районе р. Мзымта за 00:00 часов 14 декабря 2009 г. (стрелочки – направление распространения волнения).

Выводы

В результате проведенного исследования разрушительных штормов в российском секторе Черного моря можно сделать следующие выводы.

- Как правило, разрушительные штормы вызываются южными циклонами, приходящими из районов, прилегающих к Средиземному морю.
- Штормам предшествует заток холодного воздуха из Северного Причерноморья на акваторию Черного моря. В силу термической инерции водных масс это приводит к неустойчивому характеру атмосферы над морем.
- При выходе на акваторию Черного моря южные циклоны углубляются и градиенты давления в них возрастают. Это приводит к резкому усилению ветра и как следствие – волнения. Такое усиление не охватывает всю акваторию моря, фокусируется в относительно небольшом районе (до 300 км), непосредственно прилегающим к центру циклона.
- Визуальные оценки наибольших индивидуальных волн, полученные сотрудниками МЧС и Гидрометеослужбы, хорошо согласуются с расчетами, проведенным по «узконаправленной» модели.

Wave modeling in extreme storms of the Black Sea

Kabatchenko I.M., Vvedenskiy A.R., Litvinenko G.I.,
Reznikov M.V., Fomin V.V.

The analysis of hydro-meteorological reasons that led to exceptional damage in some storms near the Russian coast of the Black sea was fulfilled. It was declared the type of synoptic formation, that was the cause of the emergence of strong storms. The analysis of wind and pressure situations over the sea has been made on the threshold of the storm and in the moment of his greatest increase. Wave height fields were calculated by "narrow directional" model in the areas subjected to the greatest impact.

Литература

1. Захаров В.Е., Смилга А. О квазиоднородных спектрах слабой турбулентности. - Журн. эксп. и теор. физ., 1981, т.81, вып. №4(10), с.318–326.
2. Иконникова Л.Н. Синоптические условия наиболее опасных морских штормов. - Труды ГОИН, 1977г, вып. 138, с.105–120

3. Кабатченко И.М., Матушевский Г.В., Резников М.В., Заславский М.М. Моделирование ветра и волн при вторичных термических циклонах на Черном море. - Метеорология и гидрология, 2001, №5, с. 61–71.
4. Литвиненко Г.И., Кабатченко И.М. Гидрометеорологические причины разрушений олимпийского объекта «Грузовой порт в районе устья р. Мзымта» утром 14 декабря 2009 г. - Гидротехническое строительство. 2011, №6. с. 39–43.
5. Korshenko A.N., et.al. Oil spill accident in the Kerch Strait in November 2007. Москва, Наука, 2011. 284 p.
6. Zaharov V.E., Zaslavskii M.M., Kabatchenko I.M., Matushevskii G.V., Polnikov V.G. Conceptually new wind-wave model. - Proc. Of Air-Sea Interface Symposium. 11-15 January 1999. Sydney. Australia. p. 159–164.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ВОД ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Григорьев А.В.

Приводятся результаты моделирования динамики вод прибрежной зоны Черного моря на основе региональной модели с высоким пространственным разрешением (~1 км), являющейся частью автоматизированной системы диагноза и прогноза Черного моря и его регионов. Модель верифицирована по данным дистанционных и контактных наблюдений, что позволяет воспроизводить вихри с характерным горизонтальным масштабом ~10 км. Точность модельных профилей температуры и солености имеет порядок 0.1°C и 0.1‰ на глубине. Синоптическая изменчивость в пространстве и времени хорошо выражена в модельных расчетах динамики вод региона. Региональная модель хорошо отражает различие в характере динамики вод в холодный и теплый периоды года.

Введение

В отличие от предыдущих десятилетий [6], наиболее массовыми данными натурных наблюдений в Черном море являются спутниковые. Недостатком этих данных является тот факт, что заключенная в них информация соответствует поверхности моря. Трехмерные же термохалинные поля и оценки динамики вод в настоящее время можно получить практически только с помощью численных моделей. Естественно, если численная модель валидирована по имеющимся натурным данным и дает репрезентативные результаты [14].

В работе представлены результаты, отражающие степень физической адекватности численного моделирования как Черного моря в целом, так и его регионов. Моделирование представляется как один из способов изучения морей и океана, поскольку при существенном увеличении вычислительных возможностей, точности воспроизведения физических процессов, появилась возможность получения модельных полей с малой пространственно-временной дискретностью, недостижимой при использовании иных методов.

Представлены и проанализированы результаты, полученные на основе:

- а) автоматизированной системы диагноза и прогноза динамики и термохалинных характеристик вод северо-восточной области моря [2],[14-16], с использованием региональной модели Princeton Ocean model (POM) [13,14,15,17,18], совмещенной с крупномасштабной моделью Морского гидрофизического института (МГИ, Севастополь, [3]) с применением технологии «вложенных сеток» [10].

б) общебассейновой модели РОМ, адаптированной для условий Черного моря [8].

Пространственная (горизонтальная) дискретность крупномасштабных моделей ~ 5 км, региональной ~ 1 км. Использовались также расчеты геострофических скоростей течений на поверхности моря на основе данных спутниковой альтиметрии с пространственным разрешением ~ 15 км.

Характеристика межгодовой и внутригодовой изменчивости термохалинной структуры и динамики вод Черного моря по данным численного моделирования и спутниковых наблюдений

Начиная с 70-х годов прошлого века, общую характеристику климатической изменчивости атмосферных процессов и вод как в целом по планете, так и в регионе можно дать как общее потепление (Рис. 1, 2). В последние 2–3 года можно говорить о локальном максимуме температур и изменении ее тенденции. Рост среднегодовой температуры поверхности (ТПМ) Черного моря с 1990 года по настоящее время составил $\sim 2^\circ\text{C}$.

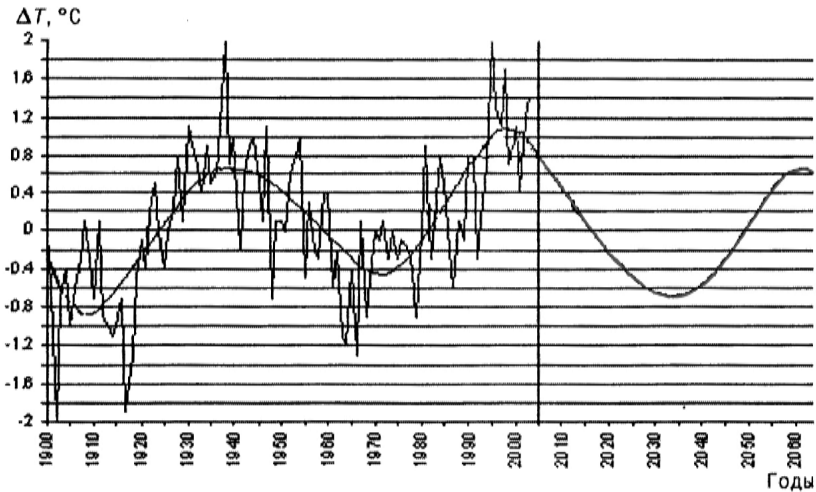


Рис. 1. Температура воздуха Арктики 1900-2005 гг. и ее прогнозируемый тренд на 2010–2040-е гг. по официальному прогнозу ААНИИ Росгидромета.

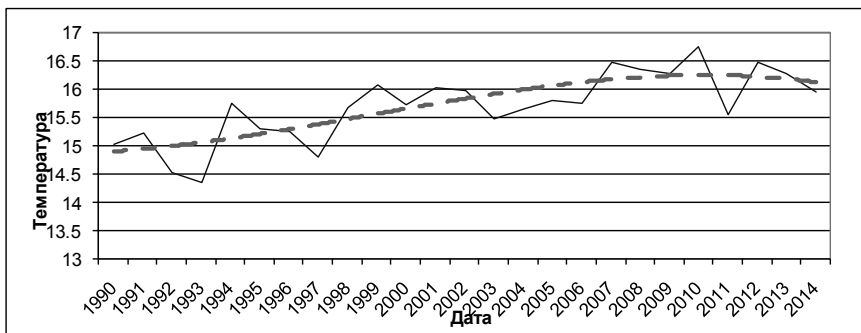


Рис. 2. Временной ход средней по поверхности ТПМ Черного моря по среднегодовым данным (спутник MODIS AQUA, 1990–2014 гг.)

Следствием общего повышения температуры поверхности вод региона в смысле влияния на термохалинную структуру и динамику может быть следующее:

- а) уменьшение холодозапаса холодного промежуточного слоя (ХПС) – характерной особенности вертикальной структуры вод моря [11,12 ,19];
- б) уменьшение глубины перемешивания вод в периоды осенне-зимней конвекции;
- в) усиление зимней атмосферной накачки импульсом – сезонной интенсификации Основного черноморского течения (ОЧТ).

На Рис. 3 приведен график временной изменчивости кинетической энергии, осредненной по глубоководной части бассейна Черного моря (МКЕ, глубина > 200 м.). Серым цветом обозначены сглаженные скользящим средним кривые с окном фильтра 1809 дней, черным с окном 60 дней. На графике видно изменение МКЕ после 2002–2003 годов. Завихренность напряжения трения ветра при этом увеличилась на 15%, а МКЕ увеличилась на 35%; произошло увеличение вихревой кинетической энергии на ~15%. Амплитуды годового хода завихренности напряжения трения ветра после 2002 года выросли практически в 2 раза. То есть изменение характеристик приводного ветра над Черным морем привело к значительной интенсификации течений в бассейне [7]. Возможными причинами изменения завихренности над Черным морем в [7] названы изменение глобальных процессов, ослабление струйных воздушных течений (уменьшение адвекции) и увеличение роли локальных процессов, связанных с различием потоков над сушей и морем.

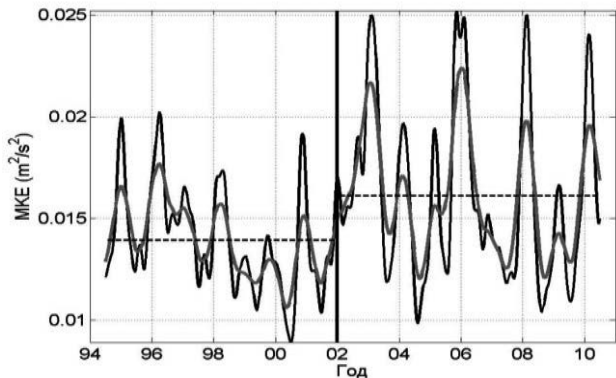


Рис. 3. Временная изменчивость средней кинетической энергии течений на поверхности моря, рассчитанная по данным спутниковой альтиметрии [19].

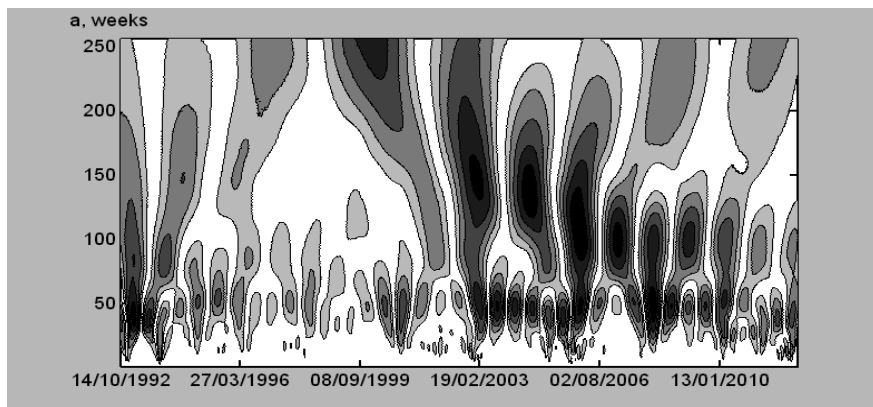


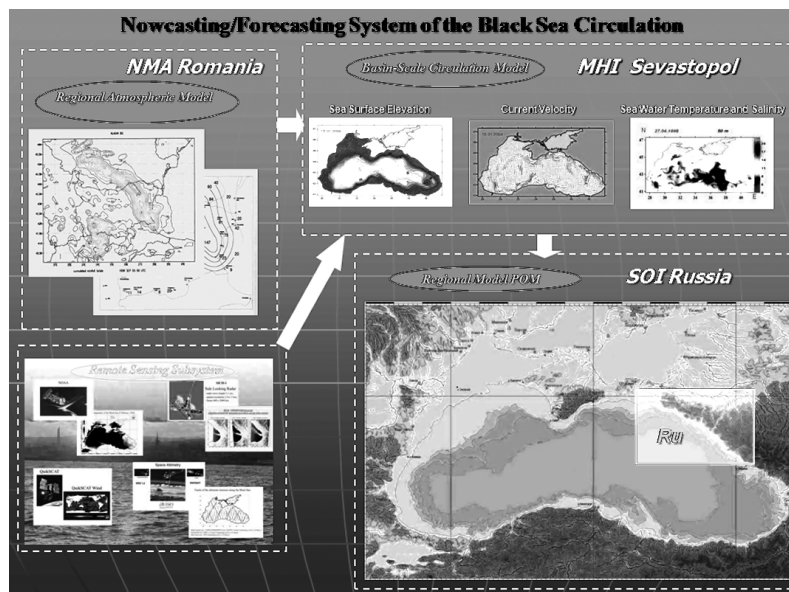
Рис. 4. Вейвлет средней кинетической энергии течений на поверхности моря, расчеты по данным спутниковой альтиметрии

Как видно из Рис. 4, на вейвлете (расчеты Е.Ф. Васечкиной, МГИ) в этот же период отмечается появление энергетически мощной гармонике с периодом ~ 4.5 года, с последующим увеличением частоты этой гармонике. Столь мощное воздействие на динамику вод моря вызвано, скорее всего, явлением не черноморского масштаба, что и предполагали авторы работы /4/. С учетом выявленной периодичности, таким явлением планетарного масштаба может быть, например, Эль-Ниньо. Годы аномальной активности

Эль-Ниньо в 20–21 веках: 1911–1912, 1925–1926, 1939–1941, 1957–1958, 1965–1966, 1972, 1976, 1982–1983, 1986–1987, 1992–1993, 1997–1998, 2002–2003.

Моделирование динамики и термохалинной структуры прибрежной зоны северо-восточной части Черного моря

Приведенные выше сведения можно рассматривать как общие по отношению к локальной зоне северо-восточной части моря, где моделирование проводилось в сеточной области с горизонтальным шагом ~ 1 км. Как показано в [14], уменьшение пространственной дискретности в региональной модели имеет принципиальное значение, поскольку позволяет воспроизводить в модельных расчетах динамические образования с горизонтальными размерами ~ 10 км, что невозможно в крупномасштабных моделях. Как было сказано выше, моделирование в данном случае проводилось в рамках задач оперативной океанографии посредством использования автоматизированной системы, описанной в работах [9], [14–16] и схематически представленной на Рис. 5.



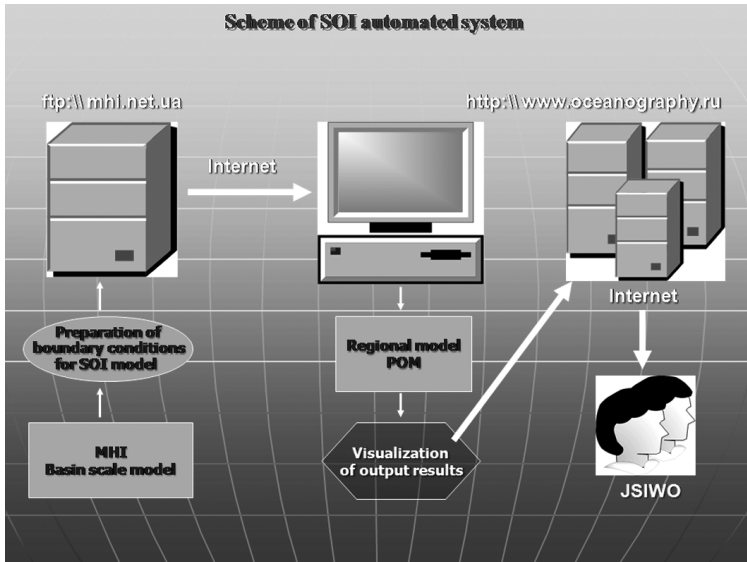


Рис. 5. Схематическое отображение автоматизированной системы моделирования прибрежных вод Черного моря.

Региональная модель была верифицирована посредством сравнения результатов моделирования с данными дистанционных и контактных наблюдений. Результаты достаточно полно описаны в работах [2,14] и схематически представлены на Рис. 6. Коротко их можно описать как следующие:

- а) модель воспроизводит не только расположенные на свале глубин антициклонические вихри с характерным горизонтальным масштабом ~ 100 км (Az_1 на Рис. 6), но и диагностируемые по данным контактных и спутниковых измерений вихри с масштабом ~ 10 км (Az_2);
- б) вертикальные профили, построенные по данным гидрологических зондирований и по модельным расчетам, отражают типичную вертикальную структуру вод региона. В частности, наличие верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), холодного промежуточного слоя (ХПС), главного пикноклина до глубин ~ 500 м и нижележащего квазиоднородного слоя. Качественно модельные и наблюдаемые профили весьма схожи. Для солености разница в значениях имеет порядок 0.1%, для температуры – тот же порядок в градусах на глубине. Максимум различия температур наблюдается на поверхности моря – примерно 1.5° ;

в) синоптическая изменчивость в пространстве и времени четко выражена в модельных расчетах динамики вод региона. Синоптические вихри, отражаемые, например, в поле солености (модель) и концентрации хлорофилла А (спутниковые наблюдения) демонстрируют высокое соответствие по пространственным размерам и горизонтальному расположению. Среднеквадратичная по району моделирования разница между модельной и измеренной температурой оказалась (в конкретном случае) равной $RMS=1.1^{\circ}\text{C}$.

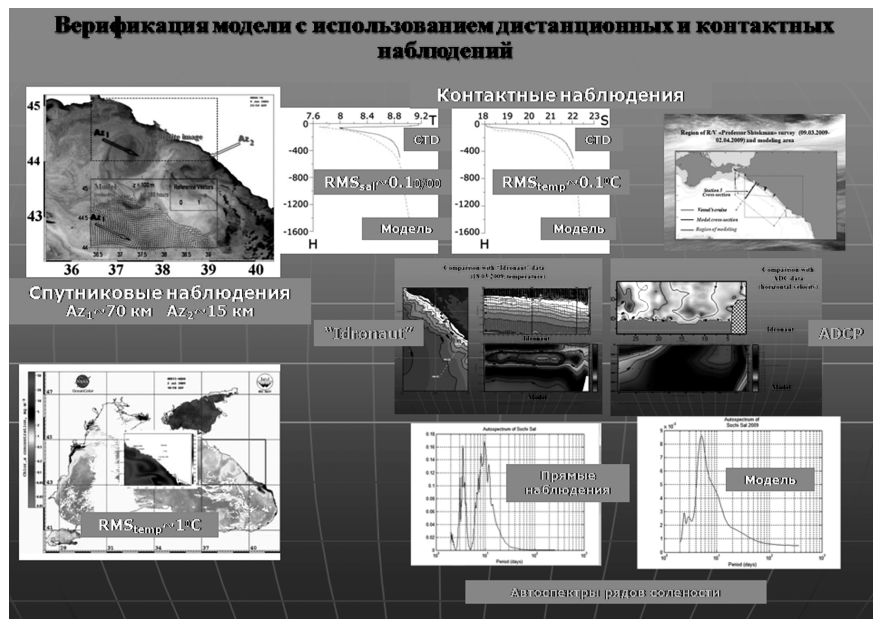


Рис. 6. Результаты верификации региональной численной модели по данным дистанционных и контактных наблюдений.

Кроме вполне удовлетворительного качественного и количественного совпадения данных моделирования динамики вод северо-восточной области Черного моря на основе региональной модели с данными контактных и дистанционных измерений, важен еще один результат. На основании проведенных экспериментов можно сделать важный для прикладной океанографии вывод, что предложенная технология моделирования позволяет вполне адекватно отслеживать изменчивость вод региона с пространственно-временным разрешением, недостижимым при использовании только данных натуральных наблюдений.

Представляет интерес рассмотреть некоторые особенности циркуляции вод Черного моря и оценить их по данным численного моделирования. Принято считать ([6] и ссылки в ней), что обусловленная структурой основного пикноклина общая циркуляция Черного моря в верхнем 500-метровом слое состоит из Основного черноморского течения (ОЧТ) (Рис. 7.а), направленного вдоль всего материкового склона, нескольких суббассейновых циклонических круговоротов в его глубоководной области, а также нескольких прибрежных антициклонических вихрей, существующих в фиксированных областях между ОЧТ и берегом по 5–9 месяцев в году. Зимой и в начале весны общая циркуляция наиболее интенсивна и в ней преобладают крупномасштабные черты (стабильное струйное ОЧТ). Летом и в начале осени общая циркуляция ослабевает в 1.5–2.0 раза и испытывает дезинтеграцию.

Одной из важных, и возможно, главных причин такой сезонной изменчивости циркуляции является то, что в системе море-атмосфера море играет роль локального источника нагрева атмосферы, создавая локализованную над ним барическую депрессию и связанную с ней ячейку циклонической циркуляции. В свою очередь, создаваемые под влиянием моря особенности атмосферной циркуляции определяют либо оказывают воздействие на формирование соответствующей ей системы течений в море [1].

ОЧТ разграничивает Чёрное море на две основные зоны: узкую прибрежную с сильной антициклонической завихренностью течений и зону открытого моря со слабой циклонической завихренностью. Направление течений в первой области имеет бимодальное распределение повторяемости, одна мода которого соответствует генеральному направлению ОЧТ, а другая – обратному, связанному с прохождением антициклонических вихрей и с неустойчивостью ОЧТ из-за поперечного сдвига скорости.

Наблюдаемые (в первую очередь по данным наблюдений над термохалинными характеристиками) вихри в Черном море разделяют по масштабам на мезомасштабные, синоптические и локальные. Первые из них бывают квазистационарными, возникают регулярно в одних и тех же местах и выделяются на общих схемах циркуляции. Каждый из них имеет географическое название: Батумский, Севастопольский, Калиакра, Кавказский, Сакаръя, Синопский и т.д. (Рис. 7б). Антициклонические синоптические вихри формируются из вод прибрежной зоны пониженной солёности и располагаются справа от ОЧТ (между ОЧТ и берегом). Их считают аналогом океанских фронтальных вихрей – рингов (хотя автору статьи такой механизм их образования представляется более чем спорным). Наиболее крупные синоптические вихри имеют размеры порядка сотен километров. Причиной возникновения квазистационарных вихрей считается баротроп-

но-бароклинная неустойчивость. Другая причина – влияние особенностей конфигурации рельефа дна и берегов, а также распространение и взаимодействие длинных волн различных типов. Существуют и иные варианты объяснения возникновения крупных вихрей. Например, в результате эволюции и слияния более мелких образований и непосредственного ветрового воздействия в области отрицательной завихренности ветра.

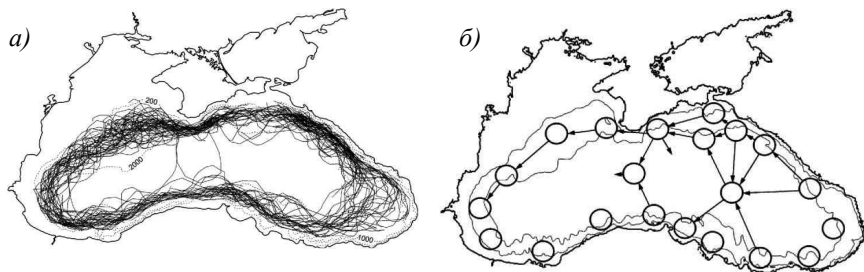


Рис. 7. а) положения оси ОЧТ, определенные по полям геострофической скорости течений на основе данных океанографических съемок в период 1956–2002 гг.; б) схема областей с наибольшей повторяемостью антициклонических вихрей (окружности) и траектории их перемещений (стрелки).

Мезомасштабный и синоптический диапазоны изменчивости характеристик вод Чёрного моря также связывают в основном с существованием вихревых образований. Мезомасштабный диапазон изменчивости формируется явлениями с характерными периодами от часов до суток и с размерами в пределах от сотен метров до километра. Явления синоптического масштаба существуют в диапазонах времени и пространства от суток до месяцев и от десятков до сотен километров. В прибрежной зоне и на шельфе энергия синоптических колебаний в 1,5–2,5 раза выше энергии мезомасштабных. В открытой части моря преобладание синоптической изменчивости становится незначительным. Годовой ход синоптической изменчивости наблюдается только у температуры, годового хода синоптической изменчивости солёности не наблюдается. В целом синоптическая изменчивость температуры и солёности в прибрежной зоне выше, чем за её пределами. В весенне-летний период мезомасштабная изменчивость этих характеристик усиливается.

Однако в последнее время появилось немало работ, основанных главным образом на данных дрейферных и спутниковых наблюдений, где сформулирована точка зрения, что ОЧТ не является в общем случае ни стационарным, ни непрерывным и «ободковым» (перевод принятого в англо-

язычной литературе термина “Rim current”) течением. В частности, из всех запущенных дрейфтеров (Рис. 8а) только 9 совершили один или более круг вокруг всего моря, подтвердив наличие общей циклонической циркуляции вод ([4] и ссылки в ней). На спутниковых изображениях (Рис. 8б, в) ОЧТ как единый поток также не проявляется. В отличие от системы вихрей различного размера и знака ([5] и ссылки в ней).

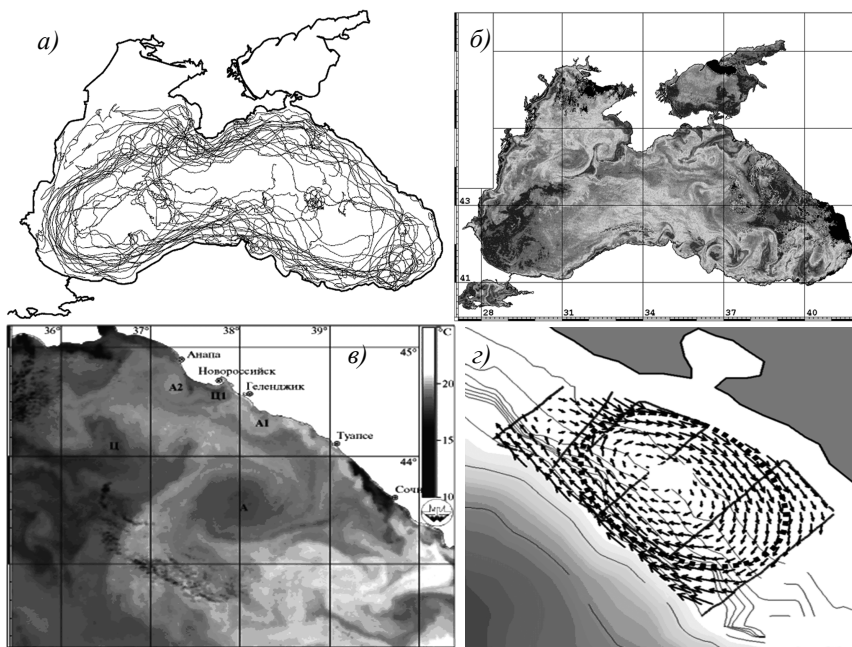


Рис. 8. а) траектории лагранжевых дрейфтеров в Черном море, запущенных в 1999–2002 гг.; б, в) спутниковые изображения Черного моря и его северо-восточной области; г) векторы скоростей течений по данным измерений ADCP на полигоне в районе Геленджика.

Рассмотрим теперь результаты моделирования течений в Черном море и его северо-восточной области на основе региональной модели. На Рис. 9 приведены результаты расчетов климатического поля течений на поверхности моря ((а), средние за 1971–1981 гг., [6]), выполненные на основе крупномасштабной модели POM (шаг по горизонтали ~5 км) и соответствующие ему «розы» течений в характерных точках сеточной области (б). Как видно из рисунка, при такой пространственной дискретности модели-

рования в климате выделяется только ОЧТ и Батумский антициклон. Причем в области свала глубин течения в статистическом плане направлены строго вдоль склона. В глубоководной же области моря, при циклонической направленности течений, разброс по направлению более разнообразен. То есть можно говорить о высоком соответствии данных крупномасштабного моделирования течений и «традиционного» представления о динамике вод моря. «Розы» же поверхностных течений, полученные в выбранной точке на основе расчетов по моделям с разрешением ~ 5 км (общеебассейновая) и ~ 1 км (региональная), имеют существенное различие (Рис. 10). Данные региональной модели свидетельствуют о значительно более высокой степени изменчивости течений по направлению.

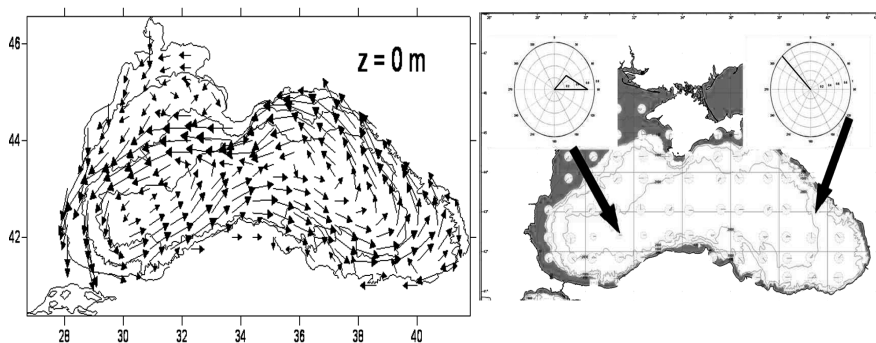


Рис. 9. а) климатические поля течений на поверхности Черного моря; б) «розы» поверхностных течений в различных областях моря.

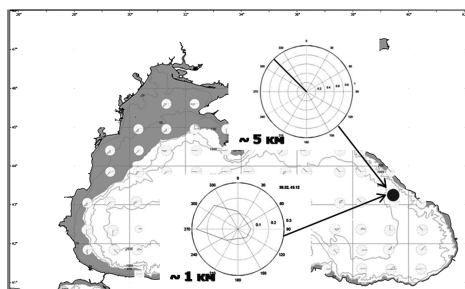


Рис. 10. «Розы» поверхностных течений, полученные в выбранной точке на основе расчетов по моделям с разрешением ~ 5 км (общеебассейновая) и ~ 1 км (региональная).

Как уже отмечалось выше, главная особенность внутригодовой изменчивости динамики вод Черного моря – наличие общебассейновой циркуляции (ОЧТ) в холодный период года и фактический его распад на систему мезомасштабных (синоптических) вихрей в теплый. Вейвлет-анализ дан-

ных модельных расчетов для российской зоны моря демонстрирует эту особенность, например, в 2013 году, который можно считать типичным по отражению этой сезонной особенности. На вейвлете (Рис. 11) хорошо видно увеличение энергетика в высокочастотной области, начиная с июня. Как видно из графиков временной изменчивости кинетической энергии и энтропии за период 2010–2014 гг. (Рис. 12 и 13 соответственно), локальные максимумы этих характеристик соответствуют октябрю-декабрю каждого года – начало зимнего выхолаживания вод, осенне-зимней конвекции и первым затокам холодных воздушных масс с запада. За указанный период 2013 году соответствуют локальные максимумы динамических характеристик. Характерные карты температуры, солёности, динамического уровня и скоростей течений для холодного и теплого времени года приведены на Рис. 14.

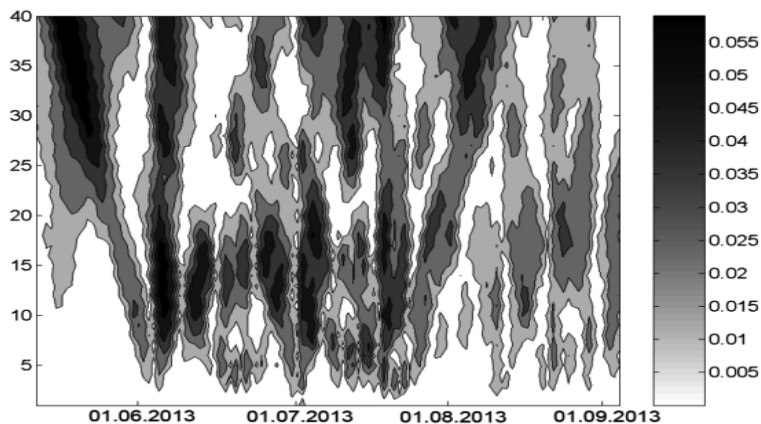


Рис. 11. Вейвлет внутригодовой изменчивости кинетической энергии течений на поверхности (региональная модель, 2013 г.).

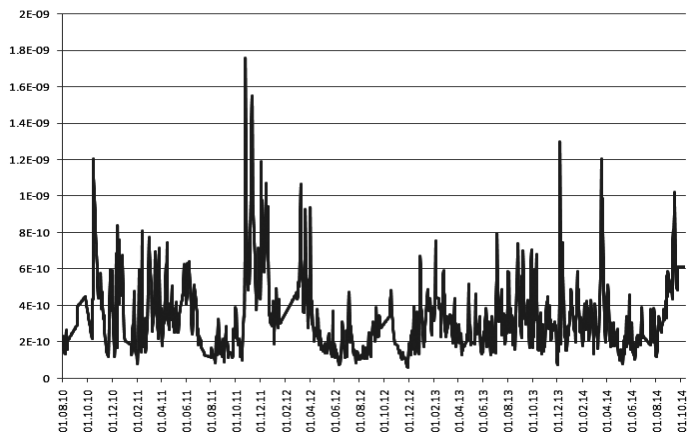
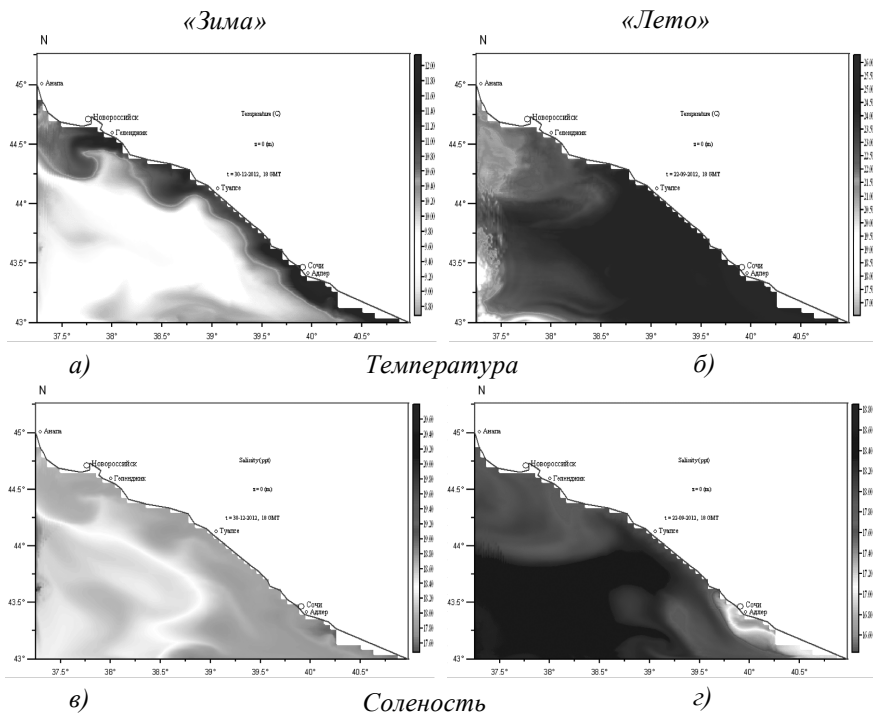


Рис. 13. График временной изменчивости средней по региону завихренности поверхностных течений за период 2010–2014 гг. (региональная модель).



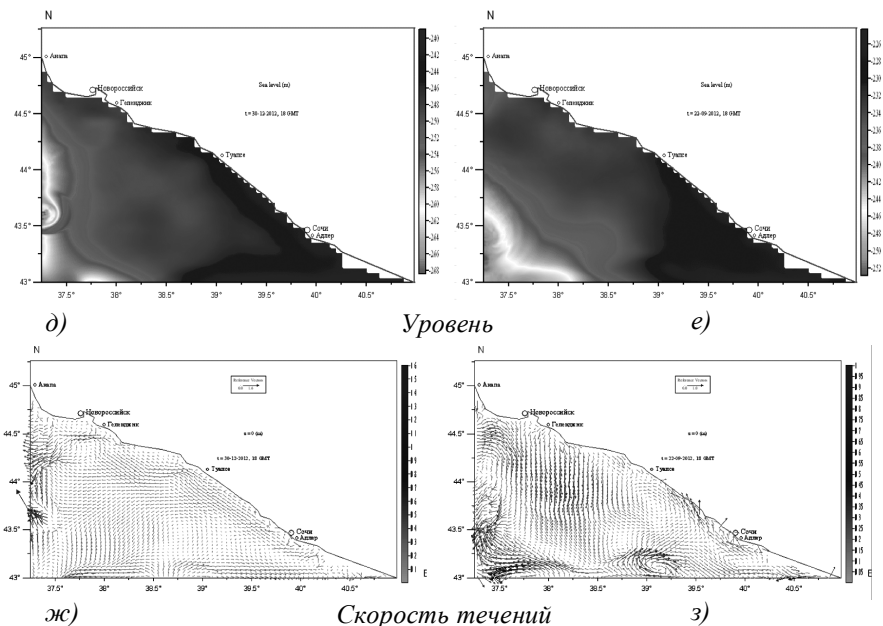


Рис. 14. Температура (а, б), соленость (в, г), уровень (д, е), скорости течений (ж, з) на поверхности в холодный (а, в, д, ж) и теплый (б, г, е, з) период года (региональная модель, 2012 г.).

На Рис.15 приведены спектры изменчивости солености на прибрежной ГМС «Сочи» за период 1991–2005 гг., и на ближайшей к Сочи и Туапсе точках сеточной области (региональная модель) за 2009 г. Как видно из рисунков, на всех из них ярко выражена синоптическая составляющая. Но если в спектре натуральных данных ярко выделяются два равнозначных пика – на периодах 2–3 суток и ~10 суток, то в спектрах, построенных по данным моделирования, пик для периода 2–3 суток выражен значительно слабее, максимум же энергии сосредоточен на частотах, соответствующих периоду ~5 суток. Такое различие в локальных максимумах спектров может быть вызвано следующими причинами. Согласно [18], непосредственно у берега существуют в том числе субмезомасштабные вихри с горизонтальными размерами 2–7 км и временем жизни 1–3 суток. Их влияние на термохалинную структуру вод и находит свое отражение в спектрах данных, получаемых на береговых ГМС. Модель с шагом по горизонтали ~1 км не может достаточно хорошо «разрешать» такие вихри в сеточной области.

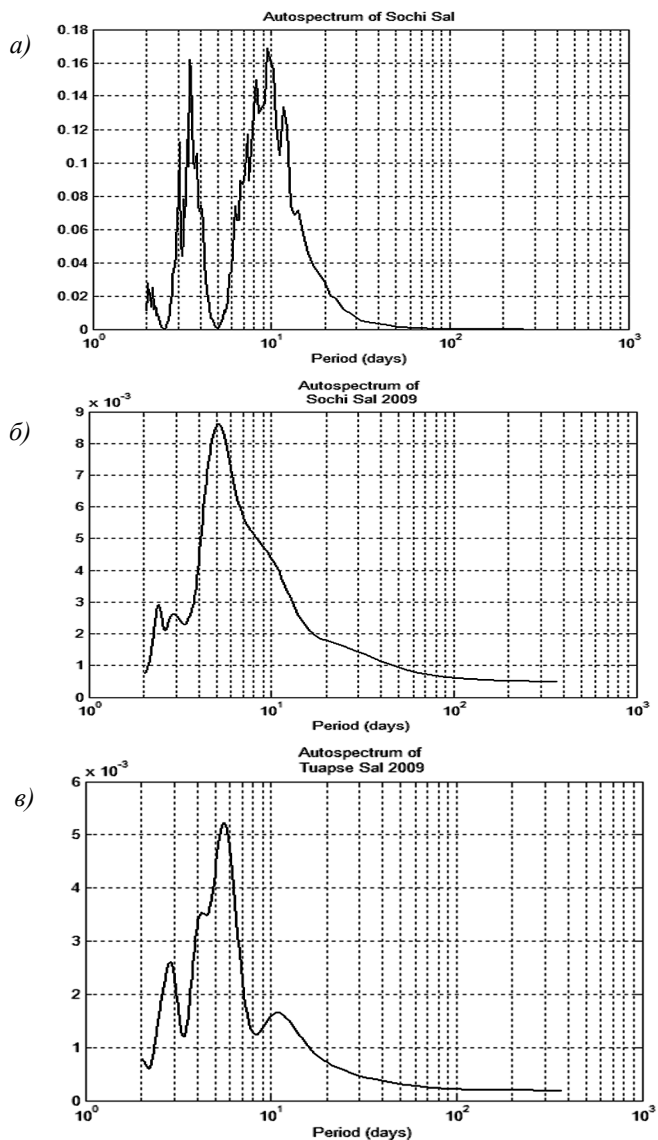


Рис. 15. Оценки автоспектров изменчивости солёности в п. Сочи (а, б) и Туапсе (в), построенные по натурным (а) и модельным (региональным) данным (б, в).

В целом результаты расчетов по региональной модели подтверждают, что о существовании т.н. Основного Черноморского течения (ОЧТ) как едином постоянно существующем потоке стоит говорить скорее в статистическом смысле. Основную роль в динамике вод моря следует отдать синоптической составляющей, проявляющейся в виде постоянно возникающих и эволюционирующей вихрей различного знака. Их интенсивность имеет хорошо выраженную сезонную изменчивость, причем таких сезонов можно выделить два – «зимний» и «летний». По-видимому, их главное различие обусловлено тем фактом, что в «зимний» сезон Черное море может рассматриваться как своеобразный региональный «точечный» источник нагрева атмосферы со стороны поверхности моря, провоцирующий формирование барической ложбины в регионе и общую циклоническую циркуляцию атмосферы над морем. Как следствие – интенсификацию течений с периодически формируемой синоптической составляющей общего интенсивного потока. В «летний» же сезон система циркуляции в море представляет собой систему вихрей различного знака. Временные границы указанных сезонов могут быть приблизительно выбраны из анализа разности температур воды и воздуха, интегральных характеристик атмосферных процессов и полей течений. Они могут также изменяться от года к году.

Заключение

Моделирование динамики вод прибрежной зоны Черного моря на основе региональной модели с высоким пространственным разрешением (~1 км), верифицированной по данным дистанционных и контактных наблюдений, позволяет воспроизводить не только вихри с характерным горизонтальным масштабом ~100 км, но и вихри с масштабом ~10 км. Этот факт находит свое отражение и в статистических характеристиках течений, рассчитанных по крупномасштабной и региональной моделям. Точность модельных профилей температуры и солёности имеет порядок 0.1°C и 0.1‰ на глубине. Максимум различия температур наблюдается на поверхности моря – примерно 1.5° . Синоптическая изменчивость в пространстве и времени четко выражена в модельных расчетах динамики вод региона. Синоптические вихри, отражаемые в данных моделирования и спутниковых наблюдениях, демонстрируют высокое соответствие по пространственным размерам и горизонтальному расположению. Региональная модель хорошо отражает различие в характере динамики вод в холодный и теплый периоды года. Предложенная технология моделирования позволяет достаточно адекватно отслеживать изменчивость вод региона с пространственно-временным разрешением, недостижимым при использовании только данных натурных наблюдений или численному моделированию раздельно.

Автор выражает признательность Е.Ф. Васечкиной (МГИ, г. Севастополь) за расчеты wavelet-характеристик динамики вод Черного моря.

Modelling of dynamics of waters in the coastal zone of the Black Sea

Grigoriev A.V.

Modelling of dynamics of water in the coastal areas of the Black Sea based on regional model with high spatial resolution (~ 1 km), which is the part of the automated system of nowcasting and forecasting of Black Sea and its regions. Nowcasting and three days forecasting of the Black Sea dynamics was carried out in a daily mode with horizontal resolution of ~ 1 km along the Russian coast of the basin. Examples of calculations are presented and their comparison with space remote sensing and in situ (hydrological measurements) data is fulfilled, results of model validation are discussed. Model data reproduce observed real dynamic structures. Increasing a spatial resolution of processes allows reproduce in calculations the details of hydrological structure, which do not principally find displaying in large-scale models (vortexes with horizontal spatial sizes ~ 10 km). The accuracy of the modeling profiles of temperature and salinity of the order of 0.1°C and 0.1‰ . Synoptic variability is well expressed in the model simulations of water dynamics in the region. The regional model reflects well the difference in the nature of the dynamics of water in the cold and warm periods of the year.

Литература

1. А.В. Григорьев, Л.А. Петренко. Черное море как фактор влияния на атмосферные процессы в регионе.- Сб. научн. тр.: "Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа", Севастополь, МГИ, 1999, с. 17–26
2. В.М. Грузинов, Е.В. Борисов, А.В. Григорьев Прикладная океанография.- Обнинск, «Арктифлекс», 2012, 384 с.
3. В.Л. Дорофеев, Г.К. Коротаяев. Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихреразрешающей модели циркуляции Черного моря.- Морской гидрофизический журнал, 2004, № 1, с. 52–68
4. В.М. Журбас, А.Г. Зацепин, Ю.В. Григорьева, В.Н. Еремеев, В.В. Кременецкий, С.В. Мотыжев, С.Г. Поярков, П.-М. Пулейн, С.В. Станичный, Д.М. Соловьев. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейфтерным данным.- Океанология, том 43, №6, 2003, с. 1–15
5. А.Г. Зацепин, В.И. Баранов, А.А. Кондрашов, А.О. Корж, В.В. Кременецкий, А.Г. Островский, Д.М. Соловьев. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы.- Океанология, том 51, №4, 2011, с. 1–14

6. В.А. Иванов, В.Н. Белокопытов. Океанография Чёрного моря.- Севастополь, Морской гидрофизический институт, 2011, 212 с.
7. Ю.П. Ильин, Л.Н. Репетин, В.Н. Белокопытов, Ю.Н. Горячкин, Н.Н. Дьяков, А.А. Кубряков, С.В. Станичный. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море. МЧС и НАН Украины, Морское отделение Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института. - Севастополь, 2012, 421 с.
8. В.В. Кныш, В.А. Моисеенко, Г.К. Коротаев, А.И. Кубряков, Н.В. Инюшина, В.А. Белокопытов. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971-1993 гг.- Известия РАН, ФАО, 2011, том 47, № 3, с. 433–446
9. Г.К. Коротаев, В.Н. Еремеев. Введение в оперативную океанографию Черного моря.– Севастополь, НПЦ "ЭКОСИ–Гидрофизика", 2006, 382 с.
10. А.И. Кубряков. Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного моря.- Сб. научн. тр.: Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 11, Севастополь, 2004, с. 31–50
11. А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова, В.Н. Белокопытов. Десятилетняя изменчивость температуры и солёности в Черном море.- Морской гидрофизический журнал, Севастополь, 2013, №6, с. 27–41
12. И.Г. Шокурова. Долговременная изменчивость гидрологических полей и геострофической циркуляции в Черном море.- Диссертация на соискание степени канд. геогр. наук, Севастополь, МГИ НАН Украины, 2010, 176 с.
13. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean model. in *Three Dimensional Shelf Models, Coastal Estuarine Sci.*, vol.5, edited by N. Heaps, AGU, Washington, D.C., 1987. pp. 1-16
14. A.V. Grigoriev, A.G. Zatsepin. Numerical Modeling of Water Dynamics of Russian Zone of the Black Sea within the Framework of Operational Oceanography Tasks. - *J Coast. Dev.*, 2014, 17:1, <http://dx.doi.org/10.4172/1410-5217.1000387>
15. A. Kubryakov, G. Korotaev, Y. Ratner, A. Grigoriev, A. Kordzadze, S. Stefanescu, N. Valchev, R. Matescu: The Black Sea Neashore Regions Forecasting System: operational implementation. *Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges. Proceedings of the Fifth International Conference on EuroGOOS 20-22 May 2008, Exeter, UK.* EuroGOOS Office, SMHI, Norkoping, Sweden, 2010, p. 293–296

16. Kubryakov A.I., Korotaev G.K., Dorofeev V.L., Ratner Y.B., Palazov A., Valchev N., Malciu V., Mateescu R. and Oguz T.: Black Sea coastal forecasting system, *Ocean Sci.*, 8, 183-196, doi:10.5194/os-8-183-2012
17. Mellor G.L. User's guide for a three dimensional, primitive equation, numerical ocean model, report, 35 pp., Program in Atmos. and Ocean. Sci., Princeton Univ., Princeton, N. 3, 1991.
18. Mellor G.L. and Yamada T., Development of turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys.*, 20, 851-875, 1982 a
19. Oguz T., Dippner J.W., Kaymaz Z. Climatic regulation of the Black Sea hydrometeorological and properties at interannual to decadal time scales // *J. Mar. Syst.* – 2006. – 60. iss. 3 – 4. – p. 235–254.

ВОДООБМЕН ЗАЛИВА СИВАШ С АЗОВСКИМ МОРЕМ ЧЕРЕЗ ПРОЛИВ ГЕНИЧЕСКИЙ (ТОНКИЙ)

Дьяков Н.Н., Белогудов А.А.

По данным натурных наблюдений представлены результаты исследования динамики вод в Геническом (Тонком) проливе. Рассмотрен режим течений и расходов воды в проливе для различного уровня антропогенного воздействия на гидрологический режим зал. Сиваш. Выполнены расчеты составляющих водообмена залива с Азовским морем через Генический пролив и исследована их многолетняя изменчивость.

Введение

Водообмен залива Сиваш с Азовским морем через пролив Генический (Тонкий) играет значительную роль в водном балансе залива [3, 4, 6, 10]. Объем воды в зал. Сиваш в зимние месяцы по данным [15] составляет $1,93 \text{ км}^3$. По расчетам [2, 6], выполненным по методике [13, 14, 16] за многолетний период (1936–2010 гг.) приток азовских вод в Сиваш составил $1,22 \text{ км}^3/\text{год}$ (60% от всего объема вод залива), а отток сивашских вод в Азовское море – $0,41 \text{ км}^3/\text{год}$ (25%).

Существует небольшое число работ, посвященных динамике вод в проливе Тонком [11, 13, 14, 16, 17], основанных преимущественно на наблюдениях, выполненных в 1920–1970 гг. Начиная с 1970 года, с развитием орошаемого земледелия в северном Крыму в зал. Сиваш регулярно сбрасывается часть стоков с полей орошения ($\sim 0,6 \text{ км}^3/\text{год}$) [15]. За период 1970–2010 гг. произошло увеличение количества атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Сиваша, и стока рек в залив, обусловленное региональными проявлениями глобальных климатических изменений, что дало дополнительно в приходную часть водного баланса залива Сиваш еще $\sim 0,3 \text{ км}^3/\text{год}$ [6]. В результате стало отмечаться распреснение залива. Средняя соленость Сиваша снизилась с 141,00‰ в 1955 г. до 17,00‰ к 1997 г. [15]. Другим следствием распреснения вод зал. Сиваш стало изменение величин компонент водообмена залива с Азовским морем через пролив Генический [6, 7]. В связи с этим представляется необходимым по данным натурных наблюдений выяснить режим течений в Геническом (Тонком) проливе для условий сброса в залив пресных вод, а также рассмотреть межгодовую изменчивость составляющих водообмена через пролив, формирующихся под влиянием как антропогенных факторов, так и региональных проявлений глобальных климатических изменений.

Пролив Генический в настоящее время состоит из двух рукавов – Тонкий и Промоина (Арабатский), Рис. 1. Основной водообмен залива Сиваш с Азовским морем осуществляется через пролив Тонкий. Он имеет вид узкой речной дельты с вершиной, обращенной к Азовскому морю, длина пролива 4 км, средняя ширина 100 м, максимальная глубина 4,7–5 м, площадь сечения на гидровороте вблизи мареографа морской гидрометеостанции (МГ) Геническ при среднемноголетней величине уровня 482 см в этом пункте составляет 276 м^2 [13, 17]. При изменении уровня на 10 см площадь сечения меняется на 11–13 м^2 . Объем воды в проливе при уровне в Геническе близком к среднемноголетней величине составляет 800 тыс. м^3 , ось пролива направлена с запада-северо-запада на восток-юго-восток [11].



Рис. 1. Схема расположения гидрологических станций в проливе Тонком.

Через пролив Промоина (Арабатский) водообмен Сиваша с Азовским морем долгое время или отсутствовал или осуществлялся в очень ограниченном объеме через дренажные трубы, проложенные под грунтовой автомобильной дорогой. В результате сильного штормового нагона в марте 1970 г. [9], повышения уровня Азовского моря и залива Сиваш, гидротехнических работ при строительстве нового моста в 90-х годах прошлого века и прекращения поддержки функционирования дренажной системы старой автотрассы, в настоящее время через пролив Промоина существует постоянный водообмен зал. Сиваш с Азовским морем. Ширина пролива сейчас составляет в среднем 90–100 м. В районе впадения в Азовское море пролив Промоина расширяется до 150 м и очень мелководен, здесь расположен ряд мелких островков и отмелей. Вследствие сказанного, величина водообмена

залива Сиваш с Азовским морем через Промоину в настоящее время не должна быть значительна, но достоверно выяснить это пока не представляется возможным в силу полного отсутствия наблюдений и промерных работ в этом рукаве Генического пролива. В выполненных ранее исследованиях [2, 7, 11, 17] водо- и солеобмен через пролив Промоина не учитывался.

Использованные материалы и методика

Небольшая ширина пролива Тонкий, расположение на его северном берегу МГ Геническ способствовали проведению здесь большого числа натурных наблюдений за динамикой вод. Первые измерения течений в проливе Тонком были проведены Руммелем в 1893 г. [12]. В 1923 г. водообмен залива Сиваш с Азовским морем исследовала экспедиция под руководством Книповича [8]. С 1932 г. наблюдения в проливе стали выполняться регулярно. Традиционно на протяжении длительного периода руководство исследованиями динамики вод Генического пролива осуществляли сотрудники Севастопольского отделения ГОИН'а. Данные наблюдений за течениями в проливе Тонкий для естественного режима зал. Сиваш были обобщены в [13, 14, 16], где были предложены эмпирические зависимости расчета водообмена через пролив от значений уровня Азовского моря и скорости ветра на МГ Геническ. Динамика вод в проливе и расчеты водообмена на данных 70–80-х годов XX века приведены в [11, 17]. В [11] предложена эмпирическая схема расчета водообмена через пролив Тонкий по проекции ветра на ось пролива и разности уровней между МГ Геническ и гидрометеорологическим постом (МГП) Чонгарский мост, находящимся в северной части зал. Восточный Сиваш.

Схема расположения гидрологических станций наблюдений за течениями, расходами, температурой и соленостью воды в проливе приведена на Рис. 1.

В работе был использован весь массив наблюдений в проливе Тонком из архива СО ГОИН (~20 тыс. измерений течений) за 1938–2008 гг. Большая часть наблюдений (17,4 тыс.) за течениями и расходами выполнена на гидростворе у мареографа МГ Геническ, в наиболее удобной для расчета водообмена восточной части пролива, вблизи его впадения в Азовское море. Из всех наблюдений над течениями на разрезе примерно 12 тыс. было выполнено на центральной точке, расположенной посередине пролива, реже измерения проводились еще на 3–5 дополнительных станциях, расположенных западнее гидроствора (2,9 тыс. наблюдений).

Наблюдения за течениями по всему проливу проводились преимущественно с помощью вертушек ВММ на трех-четырех горизонтах, как пра-

вило, не реже одного раза в 7–10 дней. Цикл наблюдений включал серию многочасовых и многосуточных наблюдений на центральной точке. Время выполнения разреза у гидроствора (1–3 точки) не превышало 1 часа, а съемка всего пролива Тонкий и протоки Большое гирло (5 точек) в среднем занимала 1,5–2 часа. Наблюдения выполнялись при различных гидрометеорологических условиях: ветрах всех направлений и различных градаций скорости, включая штормовые; во время сильных сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря и залива Сиваш; наличии льда в проливе в холодный период года. Как правило, измерения течений сопровождалось наблюдениями за гидрологическими и гидрохимическими характеристиками вод в проливе.

Распределение числа измерений течений по годам приведено на Рис. 2. Наибольшее количество наблюдений в проливе Тонкий приходится на 1939–1992 гг. В отдельные годы (1958–1960, 1986–1987 гг.) выполнялись специальные длительные учащенные наблюдения за водообменном в проливе Тонком с суточной и часовой дискретностью. С момента обретения независимости Украиной количество наблюдений существенно уменьшилось, и в настоящее время измерения течений и расходов проводятся не каждый год. Существуют перерывы в наблюдениях в 1994–1998, 2009–2013 гг.

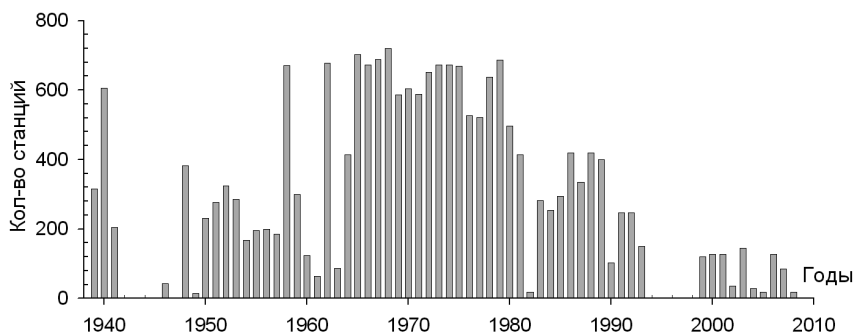


Рис. 2. Распределение по годам гидрологических станций, выполненных в проливе Тонком, на которых измерялись скорости и направления течений.

Сезонное распределение количества наблюдений в проливе Тонком неоднородно. Большинство экспедиционных работ выполнено в апреле–ноябре (2000–2800 измерений течений в месяц). В связи с регулярным появлением льда в проливе в декабре–марте – число наблюдений, выполненных в это время, не превышает 90–320 в месяц.

Методика расчета расходов воды использовалась аналогично [5] по данным измерений на постоянном разрезе у мареографа МГ Геническ. Результирующий вектор течения на каждом горизонте проектировался на ось пролива. Течениям из Азовского моря условно придавался знак «+» из залива Сиваш знак «-». Для учета изменения площади створа от колебаний уровня использовались ежечасные и срочные наблюдения за уровнем в Геническе. Режим течений, расходов воды и солей в проливе Тонком рассматривался для условно естественного гидрологического режима залива Сиваш (до 1974 г.) и периода когда стало наблюдаться его существенное распреснение (1975–2008 гг.). Всего за весь период наблюдений было рассчитано ~5,5 тыс. расходов воды, из них 2,9 тыс. расходов приходится на 1939–1974 гг., остальные 2,6 тыс. получены за период 1975–2008 гг.

Результаты и обсуждение

Режим течений в проливе определяется преимущественно продольным градиентом давления вследствие перепада уровня на его границах и преобладающими в районе ветрами [11]. Вследствие мелководности пролива, водообмен, обусловленный перепадом плотности, не существен [14]. Особенностью течений в проливе Тонком является их однонаправленность. Смешанные течения отмечаются редко, их повторяемость за 1939–2008 гг. составила 363 случая (1,8%). Анализ данных натуральных наблюдений показал, что преобладающий перенос вод в проливе отмечается из Азовского моря в залив Сиваш. Повторяемость азовских течений за период 1939 – 2008 гг. составила 12794 случая (64%) при средней скорости 21 см/с. Ранее в [16, 17] указывалось о преимущественной стоковой природе азовских течений в проливе за счет превышения уровня Азовского моря над уровнем зал. Сиваш. Действительно, как следует из Таблиц 1.–3., Рис. 3, повторяемость и скорость азовских течений имеет выраженный годовой ход, примерно, соответствующий внутрисезонной изменчивости разности уровней Азовского моря (МГ Геническ) и залива Сиваш (МГП Чонгарский мост). В целом, на протяжении всего года уровень в море, как правило, выше, чем в заливе. Максимальные отклонения приходятся на теплое время года (апрель-сентябрь). В апреле-мае при повышенных значениях уровня моря вследствие паводка Дона и Кубани, а также достаточно больших среднемесячных скоростях ветра повторяемость азовских течений за 1939–2008 гг. составила 61–67%, при средних скоростях 23–24 см/с и расходах воды 58–62 м³/с. В эти месяцы наблюдались максимальные величины расходов азовских течений в проливе Тонком за весь период наблюдений, Табл. 4. Наибольший расход в проливе Тонком получен 28 апреля 1969 г. Он составил 388 м³/с, при средней скорости течения по створу 112 см/с, разности уровня Азовского моря и зал. Сиваш в 54 см и средней скорости ветра восточного направления 12–16 м/с.

Таблица 1.

Повторяемость (%) течений по градам скорости (см/с) в проливе Тонком за различные периоды

Градации	Зима (XII-II)		Весна (III-V)		Лето (VI-VIII)		Осень (IX-XI)		Год	
	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
1939 – 1974 гг.										
1-10	32,9	29,5	12,7	30,4	11,2	46,6	20,9	46,8	15,2	41,9
11-20	20,3	37,2	26,2	27,7	34,2	35,4	43,1	35,5	35,0	33,7
21-30	28,9	18,2	20,6	15,6	24,1	10,8	15,8	9,9	20,8	12,0
31-40	11,0	5,9	20,6	13,1	17,9	3,9	11,1	4,0	16,1	6,2
41-50	4,1	6,4	10,7	6,8	9,1	2,3	6,3	2,3	8,4	3,6
51-60	2,0	0,5	4,3	3,2	2,6	0,8	1,8	0,6	2,7	1,2
61-70	0,4	1,8	3,1	2,3	0,6	0,2	0,6	0,6	1,1	1,0
71-80	0,4	0,5	1,0	0,6	0,2	0,0	0,1	0,2	0,3	0,3
81-90	0,0	0,0	0,6	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,03
91-100	0,0	0,0	0,1	0,3	0,03	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1
>100	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,04	0,0	0,04	0,0
N	246	220	1728	945	3449	1036	2625	1744	8048	3945
1975 – 2008 гг.										
1-10	-	-	3,0	8,3	4,4	10,1	5,9	10,6	4,5	9,9
11-20	-	-	59,4	69,2	80,2	78,5	78,7	67,1	74,7	71,8
21-30	-	-	20,9	15,5	9,2	8,3	9,3	15,8	12,1	13,0
31-40	-	-	11,1	5,9	5,1	2,5	4,6	5,6	6,4	4,5
41-50	-	-	2,8	0,9	0,9	0,6	0,9	0,5	1,4	0,6
51-60	-	-	1,8	0,1	0,2	0,0	0,3	0,2	0,6	0,1
61-70	-	-	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,03
71-80	-	-	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,04	0,03
81-90	-	-	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	0,0
91-100	-	-	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	0,0
N	0	0	1169	793	2173	1215	1404	1305	4746	3313

Примечание: "+" – азовские течения, "-" – сивашские течения, N – число наблюдений.

Таблица 2.

Характеристика азовских течений ($V_{\text{cp}}^{\text{Az}}$ – средних, $V_{\text{max}}^{\text{Az}}$ – максимальных, см/с; P_{Az} – повторяемости, %) и расходов воды ($Q_{\text{cp}}^{\text{Az}}$ – средних, $Q_{\text{max}}^{\text{Az}}$ – максимальных, м³/с) в проливе Тонком за 1939–2008 гг.

Течения, расходы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
$V_{\text{cp}}^{\text{Az}}$	21	12	20	23	24	22	21	18	18	16	17	20	21
$V_{\text{max}}^{\text{Az}}$	57	36	65	138	112	93	68	75	108	66	98	76	138
P_{Az}	62	59	53	61	67	68	76	73	63	59	52	50	64
$Q_{\text{cp}}^{\text{Az}}$	48	33	45	58	62	56	54	46	47	41	43	48	52
$Q_{\text{max}}^{\text{Az}}$	100	69	145	388	225	217	177	175	280	169	233	184	388

Таблица 3.

Характеристика сивашских течений ($V_{\text{cp}}^{\text{Sv}}$ – средних, $V_{\text{max}}^{\text{Sv}}$ – максимальных, см/с; P_{Sv} – повторяемости, %) и расходов воды ($Q_{\text{cp}}^{\text{Sv}}$ – средних, $Q_{\text{max}}^{\text{Sv}}$ – максимальных, м³/с) в проливе Тонком за 1939–2008 гг.

Течения, расходы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
$V_{\text{cp}}^{\text{Sv}}$	22	16	23	19	16	16	14	12	13	13	15	18	16
$V_{\text{max}}^{\text{Sv}}$	77	44	78	92	96	65	51	53	77	71	84	63	96
P_{Sv}	38	41	47	39	33	32	24	27	37	41	48	50	36
$Q_{\text{cp}}^{\text{Sv}}$	48	37	43	42	34	35	28	24	26	25	30	42	33
$Q_{\text{max}}^{\text{Sv}}$	162	83	138	189	185	123	84	108	148	134	100	116	189

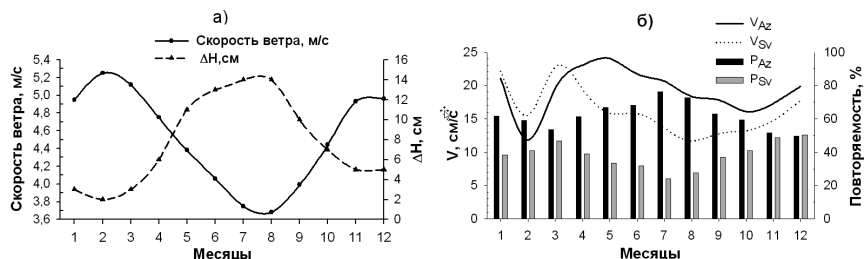


Рис. 3. Годовой ход за 1932–2012 гг.: а) модуля скорости ветра (м/с) на МГ Геническ и разности уровней (ΔН, см) Азовского моря (МГ Геническ) и залива Восточный Сиваш (МГП Чонгарский мост); б) повторяемости (Р, %) и средней скорости (V, см/с) азовских (Az) и сивашских (Sv) течений.

В июле-августе вследствие снижения уровня в Сиваше за счет больших величин испарения, разница в уровнях Азовского моря и зал. Сиваш достигает наибольших значений. В эти месяцы повторяемость азовских течений за 1939–2008 гг. в проливе Тонком увеличивалась до 73–76% при средних скоростях течений 18–21 см/с и расходах воды 46–54 м³/с. В целом, в любое время года при маловетренных и штилевых условиях (912 полученных расходов) преобладали азовские течения (564 расхода, 62% случаев) со средней скоростью 17 см/с и расходами 42 м³/с.

Минимум повторяемости (50–62%), наименьшие средние скорости (12–21 см/с) и расходы (33–48 м³/с) азовских течений в проливе Тонком, отмечаются в холодный период года (октябрь–март). В этот период за счет повышения уровня Сиваша, разница уровня в системе море-залив минимальна. При этом воздействие сильных нагонных ветров восточной четверти в районе Геническа, характерное для этого времени года, существенного влияния на интенсификацию переноса азовских вод в зал. Сиваш не оказывает.

Сивашские течения наблюдаются в проливе Тонком при воздействии ветров западных румбов [8, 11]. За период 1939–2008 гг. их повторяемость составила 7258 случаев (36%) при средней скорости 16 см/с. Сезонный ход повторяемости сивашских течений примерно соответствует внутригодовому распределению среднемесячной скорости ветра на МГ Геническ, Рис. 3. Максимальные скорости ветра наблюдаются в октябре-апреле. На это время года в 1939–2008 гг. приходилась наибольшая повторяемость (38–47%), средние скорости (13–23 см/с) и расходы (25–48 м³/с) сивашских течений. В мае-сентябре отмечается минимум ветровой активности в районе пролива при пониженных значениях уровня зал. Сиваш [4]. В результате в эти месяцы повторяемость сивашских течений была наименьшей и составила 24–37%, при средней их скорости 12–16 см/с и величинах расходов 26–35 м³/с.

Таблица 4.

**Максимальные расходы воды в проливе Тонком за 1939 – 2008 гг.
Разрез у мареографа МГ Геническ**

Дата	Расход воды (м ³ /с)	Скорость течения (см/с)		Ветер		Уровень Геническ, см	Разность уровня (ΔН, см) Море-Сиваш
		$V_{\text{ср}}$	V_{max}	Скорость	Румб		
28.04.1969	388	112	138	12	В	538	54
23.09.1964	280	83	108	16	В	559	99
20.04.1962	259	80	105	5	В	520	24
25.11.1965	233	69	98	10	СВ	540	75
25.05.1965	221	65	82	12	В	547	67
07.06.1959	217	67	84	10	В	521	41
29.04.1969	215	72	99	12	BCB	503	13
24.06.1964	207	69	73	4	С	498	31
26.04.1969	204	65	79	10	BCB	508	23
20.04.1969	-189	-68	-85	10	ЗЮЗ	480	-6
16.05.1969	-185	-67	-96	8	З	479	8
16.04.1969	-175	-66	-85	17	ЮЗ	468	-22
25.01.1956	-162	-59	-77	5	ЮЗ	485	14
26.09.1960	-148	-67	-77	8	ЗЮЗ	456	-24

Примечание: "+" – азовские течения и расходы, "-" – сивашские

Наибольшие расходы сивашских течений наблюдались в апреле-мае, сентябре при устойчивых ветрах западных, юго-западных направлений, Табл. 4. Максимальные расходы (175–189 м³/с) получены 16–20 апреля 1969 г., при ветрах юго-западных румбов скоростью 10–17 м/с, и превышении уровня зал. Сиваш над уровнем Азовского моря до 22 см.

В результате сброса в зал. Сиваш дренажно-поливных вод с рисовых полей и оросительных систем Северо-Крымского канала, региональных проявлений глобальных климатических изменений водообмен залива с Азовским морем претерпел существенные изменения [4, 10]. За 1975–2008 гг. по сравнению с предыдущим периодом (1939–1974 гг.) произошло увеличение повторяемости сивашских и уменьшение азовских течений на 8%. Наибольшее увеличение среднемесячной повторяемости сивашских течений (на 11–20%) за 1975–2008 гг. по сравнению с предыдущим периодом произошло в июне-ноябре, Рис. 4.

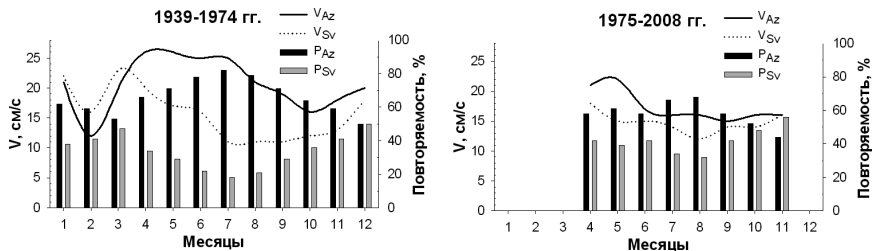


Рис. 4. Годовой ход повторяемости (P, %) и средней скорости (V, см/с) азовских (Az) и сивашских (Sv) течений за различные периоды.

Величины среднегодовых скоростей сивашских течений и расходов воды существенно не изменились. Сокращение повторяемости азовских течений сопровождалось уменьшением среднегодовых значений их скоростей (на 4 см/с) и расходов воды (на $10 \text{ м}^3/\text{с}$). Наиболее существенно за последние 40 лет сократилась повторяемость (на 16–20%) величины среднемесячных скоростей (8–9 см/с) и расходов азовских течений ($17\text{--}22 \text{ м}^3/\text{с}$) в летние месяцы (июнь-июль). Следует также отметить, что максимальные значения скоростей течений и расходов в проливе Тонкий, как азовских так и сивашских, отмечались в период условно-естественного режима зал. Сиваш (1939–1974 гг.).

Несомненно, одной из причин таких изменений составляющих водообмена через пролив является сброс в залив дренажно-поливных вод с рисовых полей и оросительных систем Северо-Крымского канала. В результате произошло уменьшение перепада уровня в системе Азовское море – Сиваш, Рис. 5. Среднегодовые величины превышения уровня моря над заливом за период 1939–1965 гг. составляли в среднем 14 см, в отдельные годы (1950, 1957 гг.) увеличиваясь до 19–20 см. В 1966–1975 гг. вследствие сооружения Биюк-Найманской дамбы, отделившей Западный Сиваш от Восточного, и началом эксплуатации Северо-Крымского канала – среднегодовые величины превышения уровня Азовского моря над уровнем зал. Восточный Сиваш уменьшились до 6 см. В период 1976–2006 гг., когда сброс сточных и дренажных вод в Сиваш достиг наибольших значений, перепад значений уровня между МГ Геническ и МГП Чонгарский мост сократился до 3 см, и наблюдалось максимальное распреснение Сиваша. В отдельные годы (1969, 1977, 1992, 1999–2001, 2003 гг.) среднегодовой уровень залива превышал уровень моря.

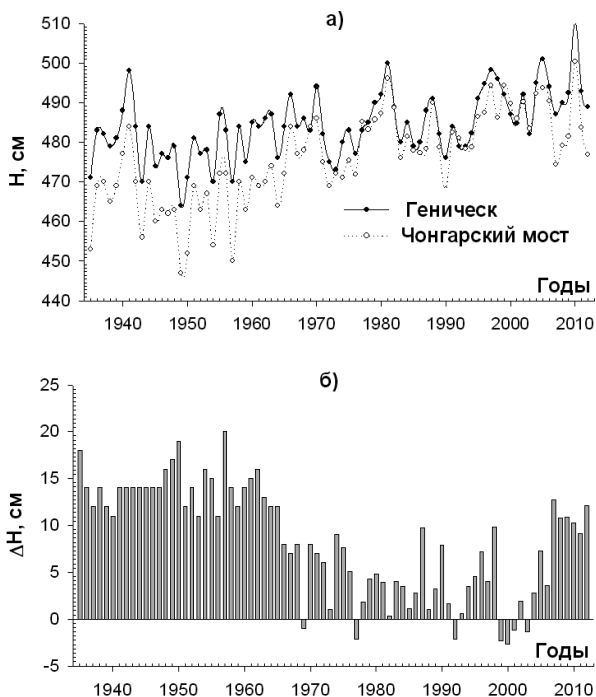


Рис. 5. Многолетний ход за 1932–2012 гг.: а) уровня (H , см) Азовского моря (МГ Геническ), зал. Восточный Сиваш (МГП Чонгарский мост); б) разность уровней (ΔH , см) между пунктами.

С 2007 г. по настоящее время среднегодовые величины превышения уровня Азовского моря над заливом увеличились до 10–13 см. Вследствие климатических причин (уменьшения количества выпадающих атмосферных осадков на поверхность залива) начался процесс постепенного осолонения Сиваша. Среднегодовые значения солёности вод залива у МГП Чонгарский мост с минимального значения 15,61‰ в 2009 г. повысились до 21,42‰ к 2012 г. С 2014 г. Украина полностью прекратила подачу пресной воды в Крым через Северо-Крымский канал, и соответственно на полуострове прекратилось орошаемое земледелие и сбросы сточных вод в зал. Сиваш. В случае, если подача воды в Северный Крым не будет возобновлена в ближайшие годы следует ожидать ускорения процесса осолонения зал. Сиваш до величин его естественного гидрологического режима.

На снижение интенсивности водообмена через Генический пролив оказали влияние особенности региональных проявлений глобальных климатических изменений в бассейне Азовского моря и залива Сиваш. Одной из особенностей является снижение ветровой активности на побережье Азово-Черноморского бассейна [4, 1]. За период 1939–2012 гг. по данным наблюдений на МГ Геническ выявлены отрицательные линейные тренды среднегодовой скорости ветра, значимые на 99% уровне, составляющие $-0,21$ (м/с) за 10 лет для ветров восточных румбов и $-0,19$ (м/с) за 10 лет для ветров западных направлений, Рис. 6.

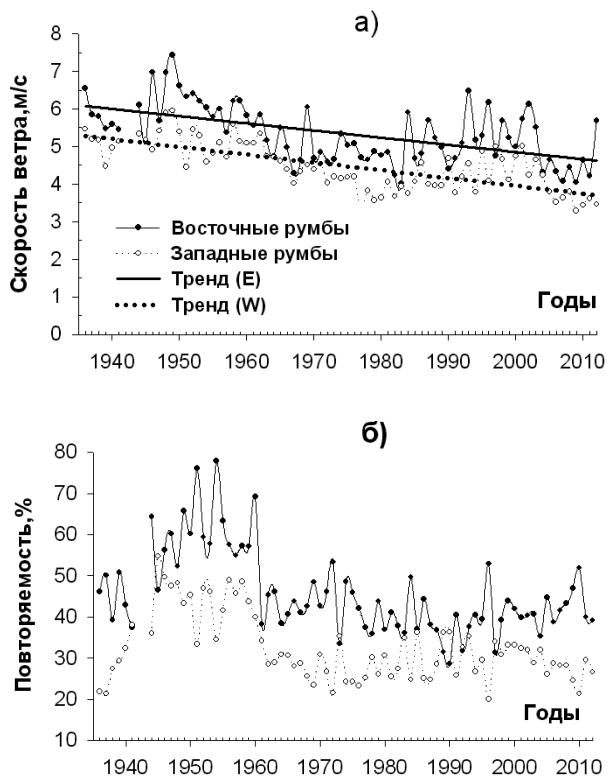


Рис. 6. Многолетний ход (а) – скорости (м/с) и (б) – повторяемости (%) ветров восточных (E) и западных румбов (W) по данным наблюдений на МГ Геническ за 1936–2012 гг.

Заключение

Анализ приходных компонент водного баланса залива Сиваш показал, что в распреснении залива за 1970–2010 гг. наряду с антропогенным фактором (сбросом дренажно-сточных вод Крымского канала и Каховской оросительной системы) важную роль играет увеличение количества атмосферных осадков, выпадающих на поверхность залива, и сокращение притока солей в Сиваш с азовскими водами.

Вклад антропогенного источника (сброса дренажно-сточных вод), может быть оценен в $0,6 \text{ км}^3/\text{год}$. Увеличение увлажненности в районе залива (атмосферные осадки и сток рек), обусловленное региональными проявлениями глобальных климатических изменений, дало дополнительно в приходный баланс залива еще $\sim 0,3 \text{ км}^3/\text{год}$. Совместное действие климатического и антропогенного фактора привело к сокращению притока солей через Генический пролив на $5,4 \text{ млн. т/год}$.

С 2007 г. по 2013 г. начался процесс постепенного осолонения зал. Восточный Сиваш вследствие климатических причин (уменьшения количества выпадающих атмосферных осадков на поверхность залива). Прекращение с 2014 г. орошаемого земледелия в Северном Крыму из-за прекращения подачи воды Украиной через Северо-Крымский канал ускорило процесса осолонения зал. Сиваш.

Water exchange of the gulf Sivash with the Sea of Azov through the Strait Genichesk (Thin)

Dyakov N.N., Belogudov A.A.

According to field observations presented results of a study of water dynamics in Genichesk Strait. Considered mode currents and water flow in the Strait for various levels of human impact on the hydrological regime Sivash. Calculations of components of water exchange of the gulf with the Sea of Azov through the Strait of Genichesk and studied their long-term variability.

Литература

1. Альтман Э.Н. Водообмен через Керченский пролив в условиях регулируемого стока рек Азовского бассейна. Океанология. – 1973. – т. XIII. – Вып. 3. – с.416–423.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море.– Л., 1991. – 236 с.

3. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. – Л: Гидрометеоиздат, 1962. – 853 с.
4. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1. Азовское море. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.– 402 с.
5. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2. Черное море.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012.– 421 с.
6. Дьяков Н.Н., Белогудов А.А., Тимошенко Т.Ю. Оценка составляющих водного баланса залива Сиваш. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2013. – Вып. 27. – с. 439–445.
7. Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Горбач С.Б., Тимошенко Т.Ю. Современный водообмен Азовского моря с заливом Сиваш через пролив Тонкий. Сб. докладов и статей Всеукраинской научно-практической конференции "Экология городов и рекреационных зон". – Одесса: ТОВ "ИНВАЦ". – 2011. – с. 80–83.
8. Книпович Н.М. Солевой режим Азовского моря. Изв. ГГИ. – 1934. – №63.
9. Львова Е.А. Равнины Крыма. – Симф.: Крым, 1982. – 80 с.
10. Понизовский А.М. Соляные ресурсы Крыма. – Симф.: Таврия, 1965. – 66 с.
11. Раскин Л.Г. О водообмене через пролив Тонкий. Тр. ГОИН. – 1992. – Вып. 205. – с. 21–31.
12. Руммель В.Ю. Керчь, Геничск, Ейск, Темрюк, Анапа. Материалы для описания русских портов и история их сооружения. – СПб: Вып. XX, 1896.
13. Семенова Е.А. Исследование водообмена через мелководный пролив (на примере проливе Тонкого). Сб. работ ГМО ЧАМ. – 1962. – Вып. 1. – с. 53–63.
14. Семенова Е.А. Водообмен Сиваша с Азовским морем. Сб. работ ГМО ЧАМ. – 1964. – Вып. 2. – с. 10–24.
15. Сивашский регион: краткая социально-экономическая характеристика. – Киев: Черноморская программа Ветландс Интернешнл, 2007. – 178 с.
16. Слатинский Ю.Г. Об обмене вод между Сивашом и Азовским морем через пролив Тонкий. Сб. работ БГМО ЧАМ. – 1969. – Вып. 7. – с. 38–54.
17. Слатинский Ю.Г. Водообмен Сиваша с Азовским морем. Тр. ГОИН. – 1986. – Вып. 176. – с. 18–24. Литература

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА С ЦЕЛЬЮ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ

Антонюк А.Ю.

В статье кратко описана методика анализа изменчивости выбранных параметров (температуры поверхности моря (ТПМ), ледовых условий, концентрации хлорофилла-*a*) в Черном и Азовском морях и отдельных районах в новом временном интервале. Для анализа привлечены спутниковые и гидрометеорологические данные. Полученные результаты дают более полное представление об особенностях динамики океанологических процессов и полей в поверхностном слое Азово-Черноморского бассейна под воздействием внешних гидрометеорологических условий.

Внутренние южные моря, прилегающие к побережью России – Черное и Азовское – постоянно привлекают внимание. Причины в том, что они представляют собой уникальные природные объекты, и, в то же время на акваториях и побережье морей сосредоточено большое количество ценных и разнообразных природных ресурсов – биологических, минеральных и других. Эти моря все более вовлекаются в сферу промышленного использования, в связи с чем все острее встают проблемы их современного экологического состояния и охраны морской среды.

Расположение морей внутри материка, в изоляции от Мирового океана, приводит к быстрым и ощутимым изменениям их гидрометеорологических условий, природного состояния под воздействием внешних факторов среды. Это, в свою очередь, требует постоянного слежения за состоянием морей, регулярных оценок происходящих и прогнозов ожидаемых изменений. Правительства приморских стран уделяют серьезное внимание комплексным научным исследованиям Азово-Черноморского бассейна. Однако, в последние десятилетия по ряду причин объем и качественный состав гидрометеорологических наблюдений на морях резко сократились. Поэтому, современная океанологическая наука все более принимает на вооружение современные спутниковые технологии, методы и наблюдения для изучения режима океанов и морей. Они обладают явными преимуществами, хорошо известны специалистам, хотя имеют и ряд существенных недостатков (самые главные, пожалуй, это пока неудовлетворительная точность спутниковых данных и возможность получать измерения только на поверхности или в верхнем слое).

В последние годы с созданием доступных банков регулярной информации и данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) о поле температуры поверхности моря, концентрации хлорофилла, ледовом покрытии и других гидрометеорологических характеристиках, появилась возможность анализа не только сезонной, но и межгодовой изменчивости состояния акваторий морей. Это особенно важно для изучения изменчивости и регионального климата внутренних морей.

В настоящей работе на основе репрезентативного массива спутниковых и гидрометеорологических данных проведен количественный анализ изменчивости выбранных параметров (ТПМ, ледовых условий, концентрации хлорофилла-*a*) в Черном и Азовском морях в новом временном интервале. Полученные результаты дают более полное представление об особенностях динамики океанологических процессов и полей в поверхностном слое Черного и Азовского моря под воздействием внешних гидрометеорологических условий.

Методика анализа межгодовой изменчивости параметров верхнего слоя морей состояла в том, чтобы показать связи их особенностей, выявленных по спутниковым наблюдениям, с влияющими на них факторами гидрометеорологического режима. Анализ данных о температуре воды и концентрации хлорофилла-*a* проводился в несколько этапов:

- расчет среднесезонных значений параметров (температура воды 1985–2012 гг., концентрация хлорофилла – 1998–2012 гг.) для каждого месяца и построение внутригодового распределения для выбранных районов (среднеклиматические значения);
- расчет отклонений – разностей между значениями для каждого года и среднеклиматическим;
- анализ аномальных ситуаций с привлечением дополнительной метеорологической информации;
- анализ более подробных (ежедневных и 8-ми дневных) временных рядов и схем параметров для выбранных характерных ситуаций.

При рассмотрении ледовых условий в Азовском море использовались данные по температуре у поверхности моря метеорологического реанализа и время сохранения отрицательной температуры воздуха (ГМС), которое сопоставлялось с характеристиками ледяного покрова. Для выполнения исследований были привлечены данные спутниковых интернет-архивов ESA, NASA, NOAA, USGS, ИТЦ «СКАНЭКС», МГИ НАНУ и программные комплексы для их обработки. Также привлекались данные ГМС «Таганрог», переданные из лаборатории исследования морей Центра океанографических данных (г. Обнинск); и сведения о стоке рек Дона и Кубани (Таблица 1).

Таблица 1.

Параметр	Время	Архивы	Спутник	Дискретность данных	Точность	Программы обработки данных
Температура поверхности моря	1985-2012	Oceancolor GSFC http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/	Terra (Aqua) MODIS 2000 (02) – 2012	4-6 раз в сутки	250–1000 м, 0.3–0.5°C	Giovanni tools, BEAM (Visat)
		PODAAC JPL (Pathfinder) http://poet.jpl.nasa.gov	AVHRR 1985–2009		1–4 км 0.1°C	POET, Mathcad Professional
Температура приводного воздуха	1980-2012	PODAAC JPL (Pathfinder) http://poet.jpl.nasa.gov	Реанализ Metra	4 раза в сутки	0,5° x 0.67°	POET Mathcad Professional
Концентрация хлорофилла-а	1998-2012	Oceancolor GSFC http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/	SeaWiFS 1997/08–2010/12 Terra (Aqua) MODIS 2000 (02) – 2012	2 раза в сутки	1–4 км	Giovanni tools
Направление и скорость ветра	1985-2012	NOMADS http://nomad3.ncep.noaa.gov/ncep_data/index.htm	Результаты атмосферного моделирования	4 раза в сутки	0,5°	POET Mathcad Professional
(сток рек)	2011		–	–	–	al

Всего было получено 1600 схем пространственного распределения среднемесячных значений ТПМ и 56 временных рядов межгодовой изменчивости по Черному и Азовскому морям и их районам на основе спутниковых массивов данных проекта Pathfinder NODC (США) (еженедельные значения радиометра AVHRR с пространственным разрешением 4 км), в 1985–2012 гг.

На основе архива данных SeaWiFS был проведен анализ долгопериодной изменчивости концентрации хлорофилла-а с 1998 по 2012 гг., осредненных при помощи программного комплекса визуализации и обработки данных Giovanni. Для каждого моря было получено 180 схем пространственного распределения среднемесячных (за каждый месяц) и 15 схем среднегодовых значений концентрации хлорофилла-а, также получено

252 схемы сезонного распределения параметра для отдельных районов выбранного моря. К анализу привлекались также среднемноголетние данные по скорости и направлению ветра реанализа MERRA и из архива NOAA.

Для оценки общей площади покрытия акватории льдом и продолжительности существования ледяного покрова в Азовском море в 1985-2012 гг., были привлечены многолетние ряды среднемесячных значений отрицательной температуры воздуха из метеорологического реанализа (MERRA), а также показатели суровости зим на репрезентативной ГМС «Таганрог».

Определение границ распространения ледяного покрова проводилось с помощью данных среднего и высокого разрешения различных спутниковых сенсоров – радиометров оптического и СВЧ диапазонов и также спутниками с радиолокаторами с синтезированной апертурой (РСА). Привлекались данные оптического спектрорадиометра MODIS (100 снимков), радиолокатора RADARSAT 1/2 (232 снимка) и 22 оптических снимка (Landsat-5/7, SPOT-4/5).

Спутниковая информация была использована также для наблюдения случаев ботры в Черном море в январе – феврале 2012 г. Всего было обработано 6 радиолокационных изображений (Envisat ASAR, Radarsat-1/2) и 5 оптических (Terra/Aqua MODIS, Envisat MERIS). Анализ данных спутниковых наблюдений во внутренних морях позволил выделить ситуации с формированием аномально высоких значений концентрации хлорофилла-а и определить их возможные причины.

С использованием спутниковых данных за 1985–2012 гг. проведен анализ сезонной и межгодовой изменчивости ТПМ внутренних морей (Черного и Азовского) и отдельных акваторий. За основу взяты архивы спутниковых данных Pathfinder (AVHRR) и Giovanni Ocean color (MODIS-Aqua) о распределении ТПМ с пространственным разрешением 4 км. Непрерывные ряды температуры воды для разных акваторий дают возможность сравнивать процессы в морях. Анализ ТПМ в каждом море проводился для разных частей акватории, в зависимости от физико-географических и гидрологических особенностей. В Черном море были выбраны: восточный (В), западный (З) и северо-западный шельфовый (СЗШ) районы, в Азовском море – его центральная акватория.

Анализ показал сходный характер изменений температуры на поверхности рассматриваемых морей – в 1985–2012 гг. отмечается потепление, а наибольшие значения температуры воды приходятся на 2010 г. (в Черном море – 27,6°С, в Азовском – 28°С). Тренды в морях за последние 28 лет подобны. Оценка линейных трендов показала среднюю скорость повышения ТПМ Черного моря – 0,07°С/год, Азовского моря – 0,06°С/год. При этом среднегодовая температура на поверхности Азовского моря была ни-

же, чем в Черном море, что объясняется его более северным географическим положением. На Рис. 1 показан пример изменчивости ТПМ в Азовском и Черном морях.

Анализ межгодовой изменчивости температуры воды и оценки трендов ТПМ за весь рассматриваемый интервал (1985–2012 гг.) и для каждого из месяцев в южных морях показали: высокую величину изменчивости; потепление и сходство изменений температуры для рассматриваемых морей.

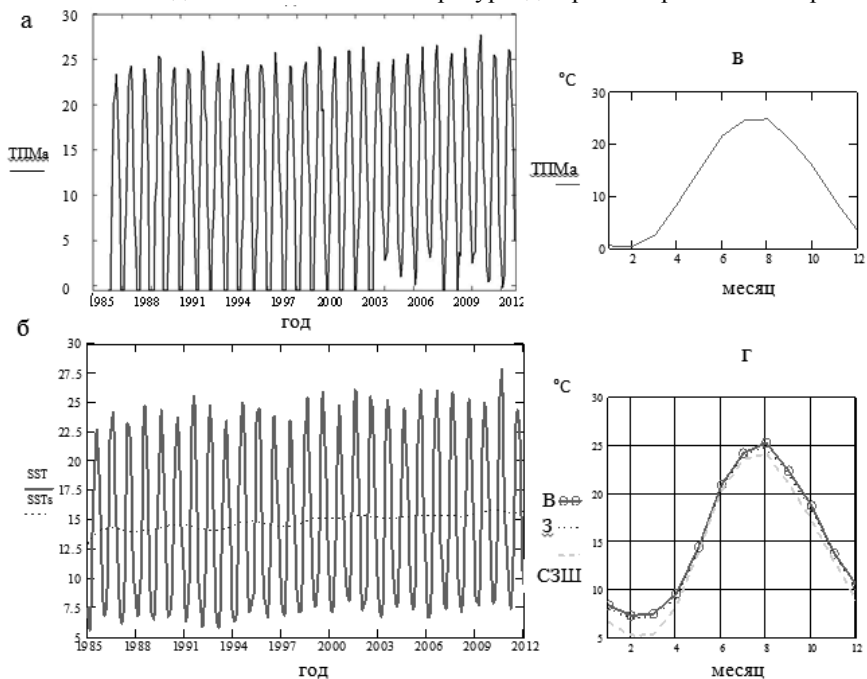


Рис. 1. Межгодовая изменчивость температуры воды ТПМ (SST °C) в Азовском (а), Черном (б) морях по спутниковым данным в 1985–2012 гг., пунктир (SSTa) – межгодовые изменения среднегодовой ТПМ, внутригодовой ход температуры воды рассматриваемых морей и их районов (в, г).

В работе приведены и проанализированы космические снимки и РЛИ, на которых зарегистрированы два последовавших друг за другом случая сильной боры, наблюдавшейся в конце января и начале февраля 2012 г. Эти атмосферные ситуации были связаны с нисходящими потоками очень холодного воздуха и сильным северо-восточным ветром, дующим с берега в море. Они подтверждаются метеорологическими измерениями и результатами моделирования.

Анализ РЛИ показал, что воздействие сильной боры приводит к формированию характерных образований на поверхности моря, которые отображаются на РЛИ: на начальной стадии в виде ветровых «конусов выноса», характерных для кататических (стоковых) ветров, а на средней и заключительных стадиях – в виде длинных ветровых полос (модулированного волнения), расположенных по нормали к берегу. Часто они осложнены поперечными волнообразными возмущениями (полосами), обусловленными порывами ветра и атмосферными гравитационными волнами.

Спутниковые РСА-данные позволили определить количественные характеристики явления и судить о его масштабах: длина полос-струй достигает 350 км, расстояние между ними у берега 4–6 км; аномальная бора охватывает практически всю северо-восточную часть Черного моря (Рис. 2). На оптических снимках определены признаки, характерные для начала (безоблачность или малооблачность) и окончания (развитие облачных полос – т.н. «облачных дорожек») боры (Рис. 3).

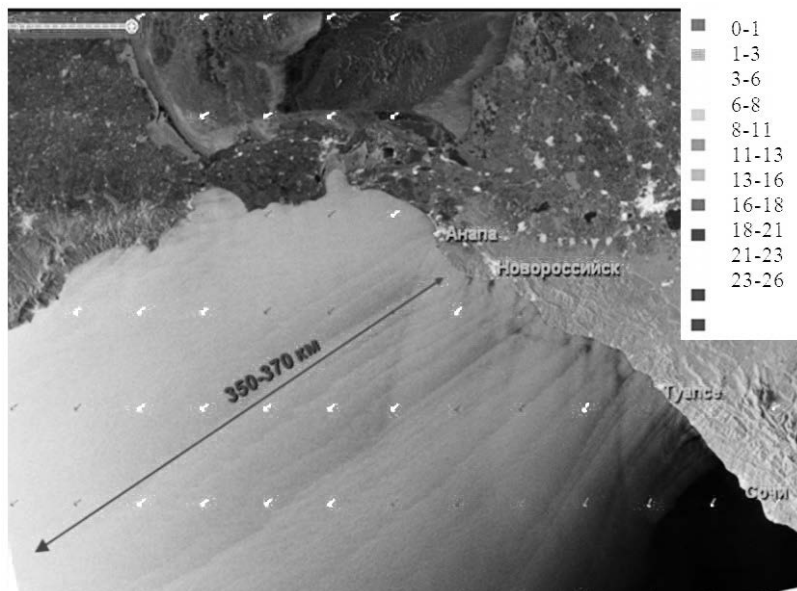


Рис. 2. Орографически модулированные (по нормали к берегу) «ветровые» полосы – струи на радиолокационном изображении спутника Radarsat-2 от 7 февраля 2012, 15:25 UTC. Полосы образованы в результате воздействия сильного ветра (18–24 м/с) на поверхность моря во время боры; цветными стрелками показано прогнозное поле ветра. © МДА, ИТЦ «СКАНЭКС».

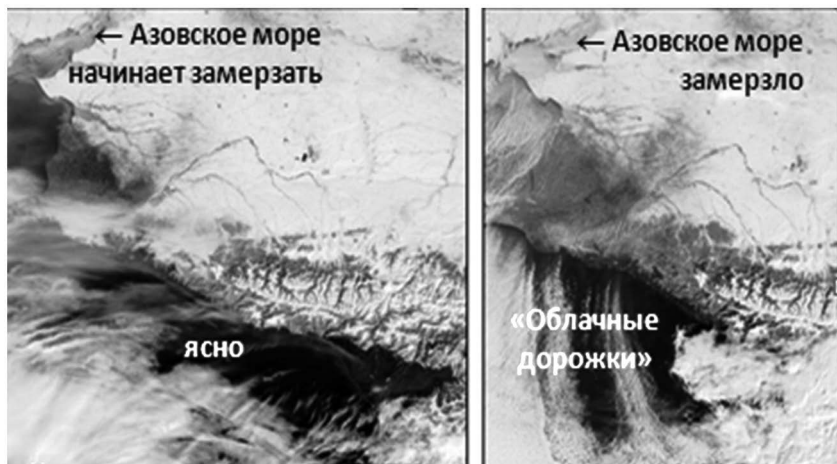


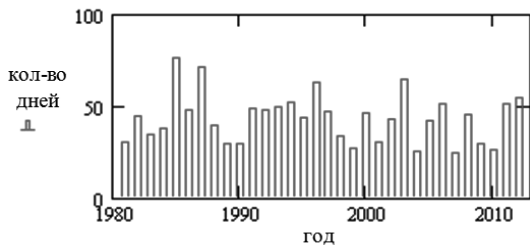
Рис. 3. Развитие январской боры на оптических снимках спектрорадиометра MERIS на спутнике Envisat от 25 (слева – начальная стадия) и 28 января 2012 (справа – завершающая стадия), в 07:55 и 07:44 UTC © ESA, ИТЦ «СКАНЭКС».

В мелководном Азовском море ежегодно образуется ледяной покров. В период замерзания возможно неоднократное появление и исчезновение льда. В разгар зимы ледяной покров может покрывать всю акваторию моря и образовывать почти сплошной припай, а в отдельные годы большая часть моря остается свободной ото льда. Процессы таяния и окончательного исчезновения льда также могут сопровождаться периодами появления нового льда и замерзания. Общая площадь льда и продолжительность ледового периода существенно изменяются в зависимости от суровости зим. Поэтому, в анализ были включены параметры, напрямую связанные с характеристиками ледовых условий – температура воздуха в зимние месяцы, величина и продолжительность интервала отрицательной температуры.

В результате анализа ледовых условий Азовского моря:

- оценена продолжительность и характеристики ледового периода по материалам реанализа метеорологического архива MERRA (Рис. 4), по стационарным данным ГМС и, полученным с искусственных спутников Земли;
- показаны особенности ледовых условий в Азовском море в различные по суровости зимы;
- подтверждена количественная связь появления льда с температурой воздуха;
- уточнены минимальные и максимальные границы кромки льда в море.

а



б

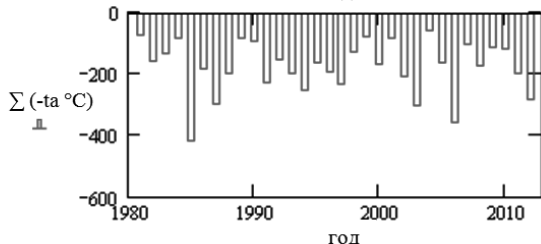


Рис. 4. Межгодовая изменчивость количества дней с отрицательной температурой приводного воздуха по данным реанализа MERRA а) и сумма градусо-дней мороза $\Sigma (-ta^{\circ}\text{C})$; б) для акватории Азовского моря в 1980–2012 гг.

Анализ изменений ледовых условий по спутниковым и натурным данным в 1980–2012 гг. показал, что средние даты первого появления начальных форм льда заметно сдвинулись на более поздние сроки (примерно на две недели), а средние даты полного исчезновения льда по большинству пунктов стали отмечаться несколько раньше. Существенно сократилась средняя продолжительность ледового сезона. Отмеченные факты позволяют судить о некотором потеплении Азовского моря в холодный период года, и смягчении его ледовых условий в последние десятилетия. Использование спутниковой информации позволило подробно проследить динамику ледяного покрова в Азовском море в зимы 2005–2014 гг. (Рис. 5–6). С использованием только наблюдений на постах ГМС это было бы невозможно.

Дистанционные данные дают возможность определить динамику ледового покрова под действием преобладающих ветров, а это практически важно для рекомендаций судам, предупреждений нефтяникам и рыбакам, для оценки ситуаций риска в шельфовых районах. В Азовском море в конце января 2012 г. вторжение холодного воздуха с температурой до -25°C и сильный северо-восточный ветер (9–12 м/с, с порывами до 20 м/с), дующий без перерыва больше недели, привели к быстрому замерзанию акватории и сжатию льдов в южной и юго-западной частях моря, при этом десятки судов оказались в ледовом плену (Рис. 7).

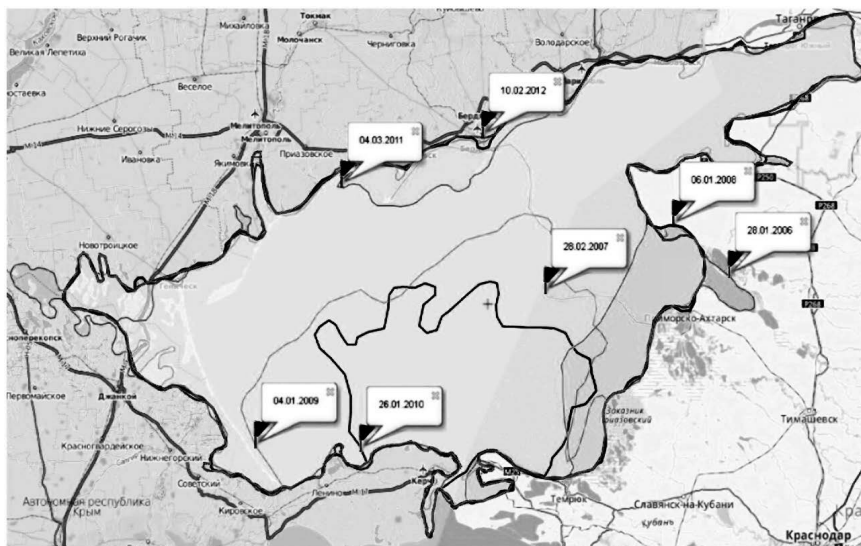


Рис. 5. Максимальные границы ледового покрова на акватории Азовского моря в 2005–2012 гг.

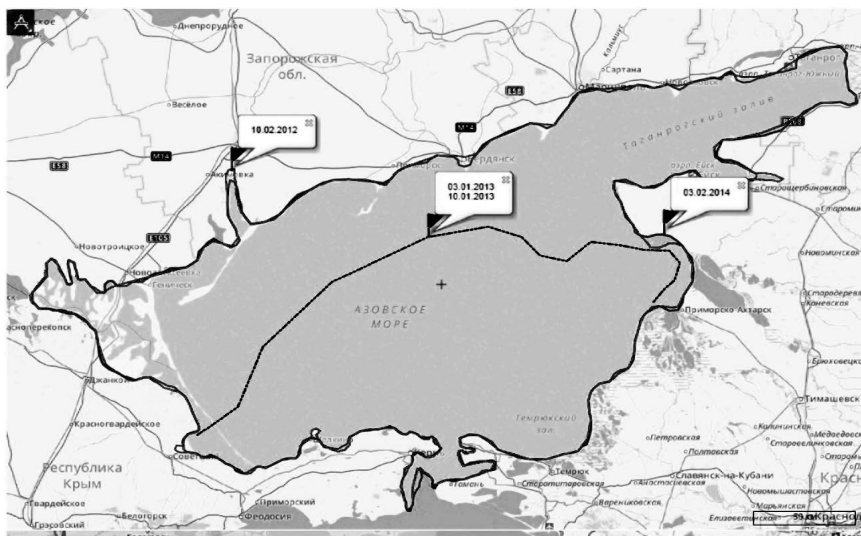


Рис. 6. Максимальные границы ледового покрова на акватории Азовского моря в 2012–2014 гг.



Рис. 7. Динамика ледового покрова в Азовском море в январе-феврале 2012 г. (по данным Envisat и Radarsat-2 – черная линия – граница распространения ледового покрова с 28 января и до 2 февраля). Точки – суда во льдах, стрелки – скорость и направление ветра. © MDA, ИТЦ «СКАНЭКС».

За последние тридцать лет средние даты появления льда несколько изменились. Лед стал появляться в среднем на 7-14 дней позже и очищение моря от льда происходит на 7-10 дней раньше. Образование льда в среднем наблюдалось через 30 дней после начала периода отрицательных значений температуры воздуха, а полное таяние – через 20 дней после окончания периода с отрицательной температурой, и зависело от суровости зимы. Так, в 2012 году ледяной покров исчез через 25 дней после перехода температуры через 0°C , а в 2009 – всего через 2 дня. Существование льда в море смещено на более поздние сроки относительно дней с (-1°a) в среднем на 2 недели. В современных условиях происходят значительные изменения ледовой обстановки, подвижки льда. Поэтому необходим подробный мониторинг, а его, возможно, проводить только дистанционными методами.

Проведен анализ сезонной и межгодовой изменчивости концентрации хлорофилла-а по спутниковым и натурным данным в Черном и Азовском морях в 1998–2012 гг. Оценено современное экологическое состояние этих морей. Основные источники их загрязнения – это речной сток; сбросы отходов промышленных, бытовых и сельскохозяйственных предприятий в

прибрежной зоне, особенно в районах крупных городов и портов; хозяйственная деятельность на акваториях морей (судоходство, потери нефти при ее разведке и транспортировке, дампинг и др.).

Один из наиболее значимых экологических параметров – это концентрация хлорофилла-*a* (Chl_a), ключевая характеристика для расчета первичной продукции водоемов. В свою очередь, создаваемая в процессе фотосинтеза первичная продукция, определяет биомассу фитопланктона, влияет на процессы обмена углекислым газом (CO₂) между морем и атмосферой. Важно, что концентрацию хлорофилла можно измерить посредством спутниковых датчиков и получить долговременные ряды наблюдений, охватывающие большие акватории.

Поскольку основное внимание в работе уделяется распространению хлорофилла-*a* в шельфовой зоне Черного моря (для Азовского – во всем море), в качестве иницирующего параметра был принят речной сток, в основном поступающий в эти районы.

Для анализа изменчивости концентрации хлорофилла-*a* был подготовлен единый массив данных (ежедневных) сканеров SeaWiFS до 2004 г. и спектрорадиометров MODIS за более поздние годы, специально обработанный в МГИ НАН Украины с целью устранения ошибок измерений.

Данные спутникового мониторинга внутренних морей позволили выявить межгодовую изменчивость концентрации Chl_a и определить ее особенности для исследуемых акваторий. Минимальные величины Chl_a во всех рассматриваемых морях наблюдались в 2003г. При этом, в Черном море общее уменьшение концентрации хлорофилла-*a* началось с 2003г. (3,1 мг/м³), в Азовском море понижение Chl_a наблюдалось в 2003 и 2010–2011гг. (8–9 мг/м³).

В мелководной северо-западной шельфовой части Черного моря величины концентрации Chl_a наблюдались минимальные – в январе – феврале (1,2–1,4 мг/м³), а максимальные в мае (2,2–2,4 мг/м³). Пик среднемесячного объема стока Дуная отмечены в апреле (27 км³/мес.), т.е. повышение концентрации Chl_a произошло через месяц после половодья, что определяется временем распространения вод Дуная на весь северо-западный шельф (Рис. 8). Между среднемесячной изменчивостью концентрации хлорофилла-*a* и стока Дуная получены достаточно высокие коэффициенты корреляции (0,8).

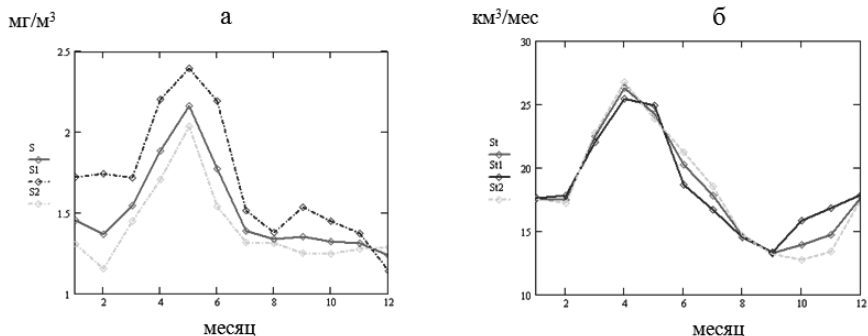


Рис. 8. Среднемесячные многолетние значения концентрации хлорофилла-а ($\text{мг}/\text{м}^3$) в северо-западной части Черного моря а) и объема стока Дуная ($\text{км}^3/\text{мес}$) б) в 1998–2011 гг. – линия S, в 1998–2002 гг. – линия S1 и в 2003–2011 гг. – линия S2.

Внутригодовая динамика содержания Chl_a в центральной части Азовского моря отличается минимумом в январе-мае ($5 \text{ мг}/\text{м}^3$), максимумами в летние (август – $13 \text{ мг}/\text{м}^3$) и осенние (сентябрь-октябрь – $11 \text{ мг}/\text{м}^3$) месяцы. Наибольшие величины среднемесячного суммарного стока Дона и Кубани отмечены в мае ($3,5 \text{ км}^3/\text{мес.}$), минимальные – в сентябре-октябре ($2,2 \text{ км}^3/\text{мес.}$). Прямых корреляций концентрации Chl_a в центральной части Азовского моря со стоком рек не наблюдается. С речными водами поступает много биогенных веществ и они быстро перераспределяются в небольшом мелководном водоеме. Поэтому, даже при малом стоке характерны высокие значения концентрации хлорофилла-а.

Анализ данных спутниковых наблюдений во внутренних морях позволил выделить ситуации с формированием аномально высоких значений концентрации хлорофилла а и определить их возможные причины. Так, в северо-западной части Черного моря в прибрежных водах вблизи Одессы в июле 2010 г. был зарегистрирован крупномасштабный всплеск цветения сине-зеленых водорослей (*Nodularia spumigena*) (Рис. 9а, б). Еще одно аномальное цветение одного из видов фитопланктона – кокколитофорид было обнаружено в северо-восточной части Черного моря на космических снимках летом 2012 г. В центральной части Азовского моря было выделено аномальное цветение сине-зеленых водорослей в июле 2009 г., которое в то же время наблюдалось и в Каркинитском заливе (Рис. 9 в).

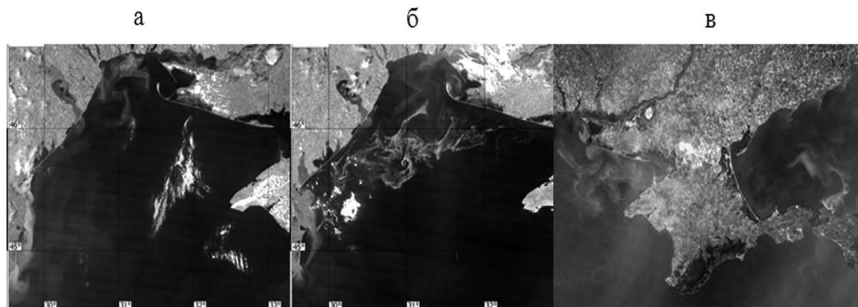


Рис. 9. Цветение сине-зеленых водорослей в северо-западной шельфовой части Черного моря на снимках спектрорадиометров MODIS на ИСЗ Aqua. а) – 4 июля 2010 г., б) – 16 июля 2010 г., в) – в центральной части Азовского моря и в Каркинитском заливе 25 июля 2009 г., © МГИ.

Мониторинг распределения концентрации хлорофилла имеет важное практическое значение для рыболовства, поскольку фитопланктон – это кормовая база зоопланктона и рыб. Поля с повышенной концентрацией хлорофилла могут образовываться под влиянием ряда причин: при поступлении в море речного стока, в результате подъема вод при апвеллинге, во время развития конвективных процессов. Своевременное обнаружение таких ситуаций позволяет более рационально организовывать рыбный промысел.

Таким образом, использованные в статье архивные данные спутниковых и натурных наблюдений обеспечивают статистически достоверное количественное представление о сезонной и межгодовой изменчивости исследуемых океанологических процессов в Азово-Черноморском бассейне, его репрезентативных районах, отличающихся своеобразием природных условий. Основную роль в межгодовой изменчивости ТПМ играют региональные атмосферные воздействия. В среднем, в 1985–2012 гг. в исследуемом районе отмечается потепление, что соответствует происходящим глобальным изменениям климата. Анализ межгодовых изменений ТПМ показал наибольшие значения температуры воды в 2010 г.

Результаты анализа сезонных и межгодовых изменений ледовых условий Азовского моря в 1980–2012 гг. на основе спутниковой информации и натурных данных выявили хорошую связь ледовых условий с суровостью зим (суммами отрицательной температуры воздуха). Спутниковые данные позволили единовременно рассмотреть изменение сроков образования и таяния льда на акватории моря. Подробно прослеженная динамика ледяно-

го покрова в Азовском море в зимы 2005–2014 гг. показала высокую степень его изменчивости, наблюдается смягчение ледовых условий в рассматриваемые годы.

Выявлена сезонная и межгодовая изменчивость концентрации хлорофилла-*a* в Черном и Азовском морях в 1998–2012 гг., сопоставленная с величиной волжского стока, поступающего в море. В Азовском море кроме речного стока на распределение концентрации хлорофилла влияют и другие факторы, для установления которых необходим специальный анализ.

Содержание работы свидетельствует, что дистанционные методы наблюдений позволяют раскрыть многие важные особенности состояния и изменчивости океанологических условий в морях. Использование этих методов следует развивать в сочетании с другими видами наблюдений (судовые съемки, автономные буйковые станции, дрейфующие буи). При этом главными задачами остаются повышение точности наблюдений и возможность включения в анализ не только поверхностного, но всего деятельного слоя морей.

Satellite monitoring of Azov and Black Sea region to ensure environmental safety

Antonyuk A.Yu.

The article briefly describes the methodology, analysis of variability of selected parameters (SST, characteristics, ice conditions, chlorophyll-*a* concentration) in the Black Sea and Azov Sea, in their individual regions in the new time slot. For analysis were drawn satellite and meteorological data. The results provide more complete understanding the features of the dynamics oceanological processes and fields in the surface layer of the Azov-Black Sea basin under the influence of external meteorological conditions.

**ПОВТОРЯЕМОСТЬ ВЗАИМНО-ОДНОЗНАЧНЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ
МЕЖДУ КОНЦЕНТРАЦИЯМИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ
И ДИСПЕРСНОСТЬЮ МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ
(НА ПРИМЕРЕ ДВУХ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
НА ЧЕРНОМ МОРЕ)**

Сыроешкин А.В., Чичаева М.А., Матвеева И.С.

В состав морского аэрозоля, как правило, входят тяжелые металлы (ТМ), поверхностно активные вещества, неполярные углеводороды и множество других химических соединений, в том числе – токсических. Результаты исследования показывают наличие линейных взаимно-однозначных зависимостей между некоторыми ТМ и дисперсностью морского аэрозоля. Предложена методика прогноза концентрации ТМ в составе морского аэрозоля Черного моря.

Введение

На физические и химические характеристики морского аэрозоля влияет большое число внешних факторов. Начиная от параллельно протекающих процессов образования морского аэрозоля, способствующих формированию частиц разного диаметра и заканчивая процессами усыхания и объединения, также влияющих на дисперсные характеристики аэрозоля [1, 10, 16–20, 23, 26, 36, 37]. Химический состав морского аэрозоля наследуется из поверхностного микрослоя моря (ПМС), а потому он характеризуется мультикомпонентностью. В его состав могут входить как тяжелые металлы (ТМ), так и поверхностно активные вещества (ПАВ), неполярные углеводороды (НУ) и множество других химических соединений, в том числе – токсических [7, 8, 23, 39–41].

Еще в 80-х годах 20-го века авторы [32] указывали на наличие соответствий между концентрацией некоторых ТМ, параметрами сорбции, содержанием органического вещества и размером частиц.

Миграция ТМ по пути вода – ПМС-аэрозоль придерживается трех основных путей: прямой ветровой срыв, механизм разрыва пузырьков, спонтанная эмиссия. Обобщает эти механизмы образования то, что взвешенное вещество попадает и обогащает морской аэрозоль химическими соединениями по сравнению с объемной водой, это также было установлено достаточно давно [11–14, 21–24, 27, 41].

В качестве химических и физических параметров морского аэрозоля в статье рассматриваются уровни концентрации ТМ (Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, Al и As), счетное количество частиц определенного диаметра

(шт/м³) [PM_(i)] и объемная концентрация частиц определенного диаметра [V_(i)]. Экспедиционные исследования были построены таким образом, что характеристики аэрозоля отслеживались синхронно, чтобы можно было говорить о том, что они привязаны к одной и той же пространственной области. Диапазон размерности аэрозолей, рассматриваемых в статье, составляет от 0,01 мкм до 10 мкм.

В работе собраны данные, полученные в ходе экспедиционных исследований на Черном море в 2004 и 2010 гг. Методика исследования базировалась на единовременном, синхронном контроле дисперсности и химического состава аэрозоля.

Аэрозоли полидисперсны, форма аэрозолей может быть различной – от пластинчатой до шарообразной. Водные аэрозоли имеют форму шара [36, 48]. В нашем случае форма морских аэрозолей остается неизвестной, при расчете объемной концентрации частиц определенного диаметра форма аэрозоля принята в виде сферы, формула расчета принимала следующий вид:

$$V_n = (n_{i \text{ штук}} * (\pi d_i^3 / 6)) / 1 \text{ м}^3 = (\pi * (10^9) * (d_i^3) * (N_i)) / 6 \text{ (мкм/м}^3),$$

где n_i – счетная концентрация частиц i -того диаметра; d_i – диаметр частиц;

Далее рассматривалась доля частиц определенного диаметра $V(i)$, отнесенная к общей объемной концентрации всех частиц V_{tot} , для определения частиц, вносящих наибольший вклад в объемном отношении. Данное выражение в дальнейшем на графиках обозначается V_i и является безразмерной величиной. Соотношения объемных концентраций частиц разных диаметров обозначается $V(i)/V(j)$.

Целью эксперимента было установление наличия взаимно-однозначных соотношений между концентрацией ТМ в составе морского аэрозоля Черного моря и его дисперсностью, а также подтверждение и уточнение найденных ранее (в 2004 г.) взаимно-однозначных зависимостей путем поиска тех же соотношений в 2010 г.

Для реализации цели были поставлены следующие задачи:

- собрать серию аэрозольных фильтров по методике отбора проб морского аэрозоля для последующего химического анализа методом атомно-абсорбционной спектрометрии;
- выполнить серию измерений дисперсных характеристик морского аэрозоля, осуществляемую синхронно с отбором проб на фильтры в районе отбора аэрозольных проб;
- сравнить данные об уровнях концентрации искомым элементов в составе морского аэрозоля Черного моря в указанные периоды;

- определить наличие взаимно-однозначных соответствий между концентрацией ТМ (определенных разными методами) и дисперсностью морского аэрозоля (м. а).
- сравнить коэффициенты корреляции, углы наклонов графиков зависимостей, которые получились по результатам работ в разные годы.

Районы и сроки проведения экспедиционных исследований

Исследования на Черном море в 2004 году

Исследования проводились в июне-сентябре. Собраны пробы морских аэрозолей, проведены измерения размерных спектров морского аэрозоля одновременно со сбором проб. Общее количество аэрозольных фильтров – 74 шт. В пробах аэрозолей измерено содержание нефтяных углеводородов, алюминия, хрома, марганца, никеля, железа, мышьяка, меди, цинка, кадмия, свинца.

Исследования на Черном море в 2010 году

Исследования проводились в период с 30.03 по 26.04, в береговой зоне вблизи г. Севастополь. В ходе экспедиционных работ было собрано 39 аэрозольных фильтров и проведен комплекс измерений размерных спектров аэрозоля. В пробах аэрозолей измерено содержание алюминия, хрома, марганца, никеля, железа, мышьяка, меди, цинка, кадмия, свинца.

Методика исследования

Метод пробоподготовки аэрозольных фильтров для элементного анализа

Для элементного анализа фильтры упаковывали в химически чистые зашелкивающие полипропиленовые пакеты Zip-lock и замораживали. После доставки в лабораторию фильтры инкубировали в смеси плавиковой кислоты (4 мл) и царской водки (2 мл) в тефлоновых бомбах в течение 1 суток. Минерализация образцов проводилась под давлением в микроволновой печи MDS2000 в следующем режиме: 2 мин. 20 сек. – при 80% мощности, 5 мин. – при 100% мощности. Во всех опытах вели обработку и последующий анализ контрольного фильтра [47].

Метод определения суммарного содержания элементов в аэрозольных фильтрах

Концентрацию ТМ в аэрозольных пробах определяли с помощью атомно-абсорбционного спектрометра «SpectrAA-800» с электротермической атомизацией и эффектом Зеемана по протоколу фирмы «Varian» с модификациями по результатам международной интеркалибрации с лабораторией

MEL МАГАТЭ [50, 54]. Источником излучения служили одноэлементные лампы полого катода SpectrAA фирмы «Varian». Ток ламп для элементов Cd, Cu, Ni – 4,0 мА; для Pb, Mn, Fe, Zn – 5,0 мА; для Cr – 7,0 мА, для Al, As – 10 мА. Ширина щели монохроматора составляла 0,5 нм, за исключением измерений Cr, Mn (0,2 нм) и Zn (1,0 нм). Были использованы режим коррекции базовой линии и горячий впрыск при 60°С. Были использованы следующие длины волн (резонансные линии) и модификаторы: Cd – $\lambda = 228,8$ нм, $\text{Pd}(\text{NO}_3)_2 + \text{Mg}(\text{NO}_3)_2 + \text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$; Pb – $\lambda = 283,3$ нм, $\text{Pd}(\text{NO}_3)_2 + \text{Mg}(\text{NO}_3)_2 + \text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$; Ni – $\lambda = 232,0$ нм, $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2 + \text{Pd}(\text{NO}_3)_2$; Cr – $\lambda = 357,9$ нм, $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$; Mn – $\lambda = 279,5$ нм, $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$; Cu – $\lambda = 327,4$ нм, $\text{Pd}(\text{NO}_3)_2$, Zn – $\lambda = 213,9$ нм, $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$; Al – $\lambda = 396,2$ нм, $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$; Fe – $\lambda = 248,3$ нм, $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2 + \text{Pd}(\text{NO}_3)_2$; As – $\lambda = 193,7$ нм, $\text{Pd}(\text{NO}_3)_2$. Параллельно проводили анализ 3–5 проб.

Во всех сериях измерений учитывалось фоновое содержание элементов в контрольных фильтрах АФА. Объем прокачиваемого воздуха через фильтры позволял накопить элементы в количестве, значительно превышающем фоновое содержание. Средняя относительная ошибка определения параллельных проб не превышала 20% при доверительной вероятности 0,95 [41].

Исследования дисперсности аэрозоля в 2004г проводились с использованием автоматического измерителя запыленности ИЗ-2, разработки ФПГУП «ВНИИФТРИ» согласно ТУ МГАФК414.236.002 [43, 48, 50]. Измеритель предназначен для регистрации среднего размера и объемной концентрации аэрозольных частиц различного генезиса. Счетчик регистрирует частицы с диаметрами от 0,5 до 100 мкм. с погрешностью измерений – 10%. Погрешность измерения объемной концентрации частиц ($\text{мм}^3/\text{м}^3$) – 15%. Прибор высчитывает функцию распределения частиц аэрозолей по размерам, в диапазоне от 0,5 до 100 мкм с допустимой погрешностью не более 20%. Ошибка измерения массовой концентрации частиц находится в пределах 20%.

ИЗ-2 имеет 32 размерные группы, экспорт данных происходит в формате txt. Контроль размерных спектров аэрозолей проводился синхронно с отбором проб для химического анализа. В пределах отбора пробы одной серии фильтров дисперсный профиль измерялся каждые 30 минут с тройной повторяемостью.

Исследования дисперсности аэрозоля в 2010г проводились на приборе ИДЛ – 1

Измеритель дисперсности лазерный – 1 (ИДЛ-1) может применяться во время полевых работ на судах, авиалайнерах, автомобильном транспорте. Принцип работы ИДЛ-1 основан на методе малоуглового рассеяния лазерного света (LALLS). Данный метод широко применяется при определении

дисперсного состава аэрозолей, взвесей и порошкообразных материалов. ИДЛ-1 работает в диапазоне размерностей от 0,5 до 140 мкм, минимальная регистрируемая концентрация частиц данной размерной группы составляет от 1 частицы в м³ (использовался при концентрации частиц аэрозоля более 10⁶ м⁻³) [31, 43, 45]. С помощью прибора измеряется счётная концентрация частиц (в количестве частиц на единицу объёма), удельная площадь поверхности частиц, объёмная концентрация частиц, удельная площадь поверхности частиц. Вычисленные данные выводятся в виде графиков и таблиц [46, 47].

Результаты

ИДЛ-1 используется в разных режимах, таких как: измеритель дисперсных характеристик взвесей и суспензий, счетчик аэрозолей, лазерный интерферометр [28,29].

Выявление наличия взаимно-однозначных соответствий по данным экспедиционных исследований на Черном море 2004 и 2010 г.

Одной из задач этого исследования был поиск взаимно-однозначных корреляций по данным двух экспедиционных рейсов. По итогам изыскания были построены Таблицы 1. и 2., в которых представлены типы взаимных соответствий, уравнения зависимостей и коэффициенты корреляций, обнаруженных в процессе исследований на Черном море.

В Таблице 1. представлены зависимости первого порядка между концентрациями некоторых из изучаемых ТМ и объёмными, а также счётными концентрациями частиц морского аэрозоля. В рейсе 2004 г. на Черное море к элементам, имеющим взаимные корреляции с физическими характеристиками морского аэрозоля, относятся такие металлы как Al, Ni, Cu, Zn, Cd. Эти взаимные зависимости носят характер возрастающих прямых. Размеры частиц, для которых найдены взаимозависимости, находятся в пределах от 1,5 до 6 мкм, коэффициенты корреляции изменяются от 0,79 до 0,99. Масивы данных обработаны с помощью Q-теста [14].

Подобные изыскания проведены для экспедиционного рейса 2010 г. (см. Таблицу 2.). Выявлено наличие взаимно-однозначных соответствий для таких элементов как Cr, Ni, Cu. Для Cr и Ni размерные характеристики частиц, с которыми возникли взаимно-однозначные соответствия, составляют от 1,5 до 5 мкм, лишь для Cu диаметр частиц равен 9 мкм.

Таблица 1.

Взаимные соответствия первого порядка между концентрацией ТМ и физическими характеристиками морского аэрозоля по итогам исследования 2004 г.

(PM – счетное количество частиц определенного диаметра (шт/м³);

V(i) - объемная концентрация частиц определенного диаметра).

Элемент	Объемная концентрация частиц n-го диаметра	Вид регрессионного анализа	Формула	R
Al	V(4.6_5.2)	Line	Y=174+92720x	0.89
Al	V(1.2_1.6)	Line	Y=39.6+536x	0.79
Ni	V(4_4.6)	Line	Y=3925x-21	0.99
Ni	V(1.2_1.6)	Line	Y=1610x-25	0.98
Ni	V(0.8_1.2)/V(3.4_4)	Line	Y=119+18x	0.92
Cu	PM(5.2_5.8)	Line	Y=0.16x+0.2	0.95
Cu	V(3.4_4)/V(4_4.6)	Line	Y=5.2+6.7x	0.87
Zn	V(1.2_1.6)/V(3.4_4)	Line	Y=184+56x	0.99
Cd	V(1.2_1.6)/V(5.2_5.8)	Line	Y=49x-2	0.95
Cd	PM(1.2_1.6)	Line	Y=1.5x-1	0.93

Таблица 2.

Взаимные соответствия первого порядка между концентрацией ТМ и физическими характеристиками морского аэрозоля по итогам исследования 2010 г.

(PM – счетное количество частиц определенного диаметра (шт/м³);

V(i) - объемная концентрация частиц определенного диаметра).

Элемент	Объемная концентрация частиц n-го диаметра	Вид регрессионного анализа	Формула	R
Cr	PM(1.6_2.2)	Line	Y=0.09x+0.84	0.68
Cr	PM(2.2_3.4)	Line	Y=0.7x+0.67	0.79
Cr	PM(3.4_4)	Line	Y=0.33x+0.74	0.97
Ni	PM(1.6_2.2)	Line	Y=0.11x-0.29	0.97
Ni	PM(2.2_3.4)	Line	Y=0.26x+0.27	0.68
Ni	PM(3.4_4)	Line	Y=0.12x+0.29	0.83
Cr	V(2.2_3.4)	Line	Y=0.22x+0.52	0.73
Cr	V(3.4_4)	Line	Y=0.31x+0.59	0.76
Ni	V(3.4_4)	Line	Y=0.1x+0.26	0.7
Cu	V(8.2-9.4)	Line	Y=0.84x+1	0.9

Подобные изыскания проведены для экспедиционного рейса 2010 г. (см. Таблицу 2.). Выявлено наличие взаимно-однозначных соответствий для таких элементов как Cr, Ni, Cu. Для Cr и Ni размерные характеристики частиц, с которыми возникли взаимно-однозначные соответствия, составляют от 1,5 до 5 мкм, лишь для Cu диаметр частиц равен 9 мкм.

В соответствии с поставленными в исследовании задачами, было рассмотрено возникновение взаимных зависимостей для двух периодов изысканий на Черном море (2004 и 2010 гг). Элементы, для которых зависимости встречались в эти два периода, – Ni, Cu, Cr. Коэффициенты корреляции находятся в пределах 0,95–0,99. Размер частиц, для которых характерны взаимозависимости с Ni и Cr, составляют 3,5–4,5 мкм. Размер частиц, для которых характерны взаимозависимости с Cu, находятся в пределах 5,5–9 мкм. Дисперсность аэрозоля, представлена в таблицах достаточно широко, что указывает на индивидуальность данных соотношений, а также на то, что перенос рассматриваемого элемента можно связывать с частицами определенной объемной концентрации. Примечательно, что в 2010 году найдены зависимости для тех же ТМ и для близких размерных групп.

Установлено, что существует взаимная зависимость между концентрациями ТМ в составе морского аэрозоля и размером аэрозольных частиц. Важным представляется отметить локальность и индивидуальность выявленных взаимозависимостей, которые возможно применять только для данной территории. Указанные зависимости могут принимать вид возрастающих прямых со значимыми коэффициентами корреляции, благодаря чему появляется возможность выразить одну величину (концентрацию элемента) через уровень содержания другой (частиц определенного диаметра).

Описание найденных взаимно – однозначных соответствий между концентрацией элементов в составе морского аэрозоля и размерами частиц

В разделе рассматриваются экспедиционные исследования в 2004 и 2010 гг. Для каждого из рейсов представлены наиболее примечательные из графиков зависимостей. Однако стоит отметить, что для всех исследованных ТМ на Черном море были установлены взаимные соответствия различных типов.

Наиболее интересным представляется рассмотреть присутствие в морском аэрозоле Ni, характеризующегося доказанной токсичностью и повторно встретившегося среди найденных взаимозависимостей. Точки, представленные на графиках, представляют собой номера аэрозольных фильтров с соответствующей концентрацией. Каждая точка на графике со-

ответствует смене серии фильтров. Каждая серия фильтров подвергалась экспозиции на протяжении 3–5 часов, тем самым, достигался сбор данных о состоянии некоторой области на акватории. Площадь акватории, с которой происходит эмиссия аэрозоля, зависит от метеопараметров данной конкретной области и в среднем составляет 10 м^2 [24–27].

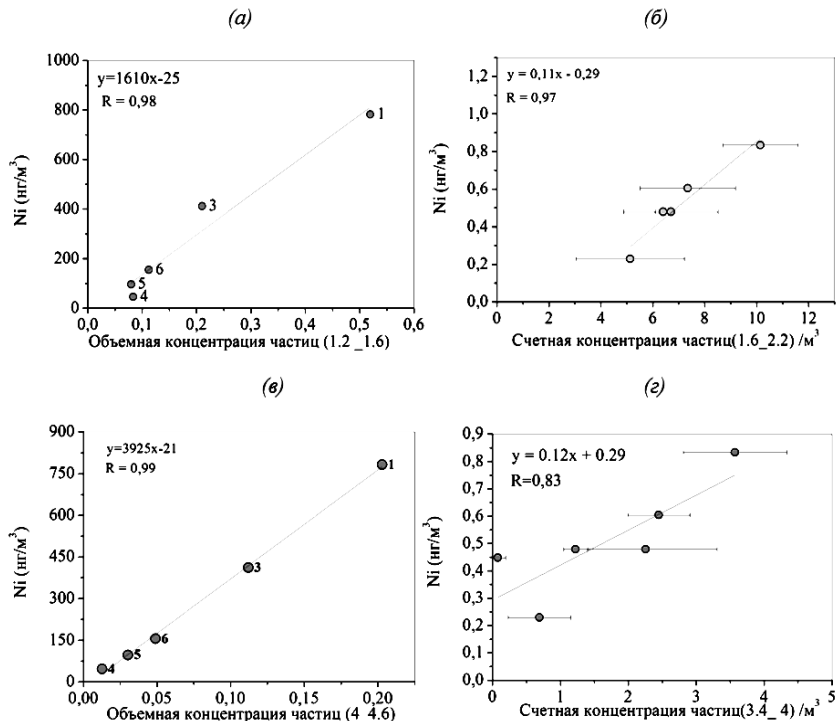


Рис. 1. Прямые взаимные соответствия между концентрацией Ni и дисперсными параметрами морского аэрозоля, в 2004 (а, г) и 2010 (б, в) гг.

На Рис. 1 приведен один из найденных случаев прямых взаимных соответствий между рассматриваемыми параметрами морского аэрозоля, для Ni в 2004 и 2010 гг. Рис. 1а описывает корреляцию между содержанием Ni в м. а. Черного моря (по данным экспедиции 2004 г.) и объемной концентрацией частиц диаметром 1,4 мкм. Концентрация достигает значений 1000 нг/м^3 . График имеет характер возрастающей прямой. Рис. 1б иллюстрирует также прямую зависимость между концентрацией Ni и содержанием частиц $d = 2 \text{ мкм}$ по данным 2010г, концентрация Ni находится в пределах 0,1–1,4 нг/м. Рис. 1в) показывает линейную корреляцию между концентрацией

Ni и объемной концентрацией частиц $d = 4,5$ мкм, при этом концентрация элемента достигает значения 900 нг/м^3 . Рис. 1г иллюстрирует корреляцию между концентрацией элемента и счетной концентрацией частиц диаметром $3,6$ мкм. Уровень концентрации Ni составляет $0,1-1 \text{ нг/м}^3$.

Никель относится к d-элементам. В основном Ni образует комплексные соединения с низкомолекулярными органическими лигандами, мигрирует в составе взвешенного вещества. Согласно Муру Дж.В. и Рамамурти двухвалентный никель образует стабильные комплексы с неорганическими и органическими лигандами. Характерны органические лиганды с кислородом, азотом и особенно с донорными атомами серы, фульво- и гуминовыми кислотами [33]. Наиболее прочные комплексы образует с лигандами, содержащими азот [30].

Содержание никеля в водной среде регулируется в значительной степени кислотно-щелочным и Eh балансом, важную роль играет концентрация растворенного органического вещества (РОВ). Подвержен гидролизу в меньшей степени, чем другие элементы группы ТМ. При введении в среду органических лигандов – доминирует комплексообразование с ними в любых условиях, при pH 6–7 практически весь никель входит в состав РОВ. Комплексы по прочности могут быть сравнимы с Cd, Mn, Zn. Преимущественно связывается с низкомолекулярными РОВ. В процессе комплексообразования участвуют также пептиды, полисахариды, белки, нуклеиновые кислоты. Подавляющая часть никеля переносится в водной среде во взвешенной форме. Речные воды черноморского бассейна ежегодно выносят $10,7$ тыс. тонн Ni в год и 92% из них находятся во взвешенном состоянии. Особую роль играет мелкозернистая пелитовая фракция ($0,001$ мм). Активным сорбентом никеля являются гидроксиды Fe и Mn. Никель способен накапливаться в донных отложениях [30]. Токсичные формы существования металлов в воде:

Гидратированные ионы – $[\text{Me}^*(\text{H}_2\text{O})_n]^{m+}$

Комплексы с неорганическими анионами Me Cl_x^n , $[\text{MeHCO}_3]^{n-1}$

Формы существования металлов в воде пониженной токсичности: MeSR - MeNH_4 - CH_3 - CHCOOH - ...

Коллоидные частицы $\text{Me}_{n+} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + x\text{H}_2\text{O}$ [50]

Подвижность этого элемента в воде в значительной степени зависит от количества РОВ в воде, его характеристик и pH. Ионы никеля подвержены гидролизу в значительно меньшей степени, чем элементы этой группы. Основные источники его поступления в морскую среду – стоки промышленных вод, выбросы предприятий, сжигание нефти, газа [50].

Никель является высокотоксичным канцерогенным веществом, согласно ГН 1.1.725-98 и ГОСТ 12.1.007-76 риск возникновения интоксикаций возрастает с длительностью экспозиции. Поступая в организм через дыхательные пути, в зависимости от концентрации и времени экспозиции, может вызывать рак полостей горла, носа, легких.

Кадмий считается одним из самых токсичных ТМ, время выведения его из организма составляет 10–30 лет, а накопление может привести к кадмиевой интоксикации. Согласно ГОСТ 12.1.007-76 он относится к высоко опасным веществам, как Pb и Ni [4–6]. Эти ТМ, ассоциированные с частицами группы «PM 2,5» (см. Таблица 2.), свободно проникают в легкие при экспозиции. Никель и кадмий, а также их соединения, согласно перечню веществ с доказанной для человека канцерогенностью, относятся к природным канцерогенам с ингаляционным путем поступления в организм человека [5].

Таким образом, ситуация отраженная на Рис. 1а, г, наглядно демонстрирует, что при определенных гидрометеорологических условиях аэрозоль, генерируемый ПМС, может нести угрозу для здоровья жителей побережья.

Рассматривая вместе данные о повышенном фоне концентраций ТМ и элементов, для которых найдены взаимозависимости, можно предположить, что антропогенный прессинг и сброс ТМ в морские акватории отражаются непосредственно на механизме переноса вещества в береговые ландшафты. Прибрежные города и курорты получают повышенные дозы ТМ. Другими словами, частицы, выносящие ТМ в аэрозоль, включают в себя металлы, в количествах, не характерных для природного круговорота в данной области.

Для данных за 2010г. (Рис. 1б, в) характерен в целом более низкий уровень концентрации элементов, однако общий вид графиков и наклон прямых остается очень близким для изученных периодов. Иными словами, концентрация ТМ в составе морского аэрозоля – динамический показатель, отражающий текущую ситуацию на акватории.

Ответ на вопрос о режимных концентрациях ТМ в составе мелкодисперсного морского аэрозоля дадут круглогодичные измерения и наблюдение за сезонной, месячной и суточной динамикой физических и химических характеристик аэрозоля.

Говоря о корреляции содержания ТМ и дисперсности морского аэрозоля, нельзя не указать на тот факт, что существуют и взаимные корреляции между самими элементами в составе морского аэрозоля.

На Рис. 2а показана взаимосвязь между количеством Zn и Al (нг/м^3). Видно, как взаимно возрастают значения содержания от 1 до 250 нг/м^3 и от 100 до 6000 нг/м^3 . График линейно возрастает, это может свидетельствовать о перемещении металлов в составе одной частицы.

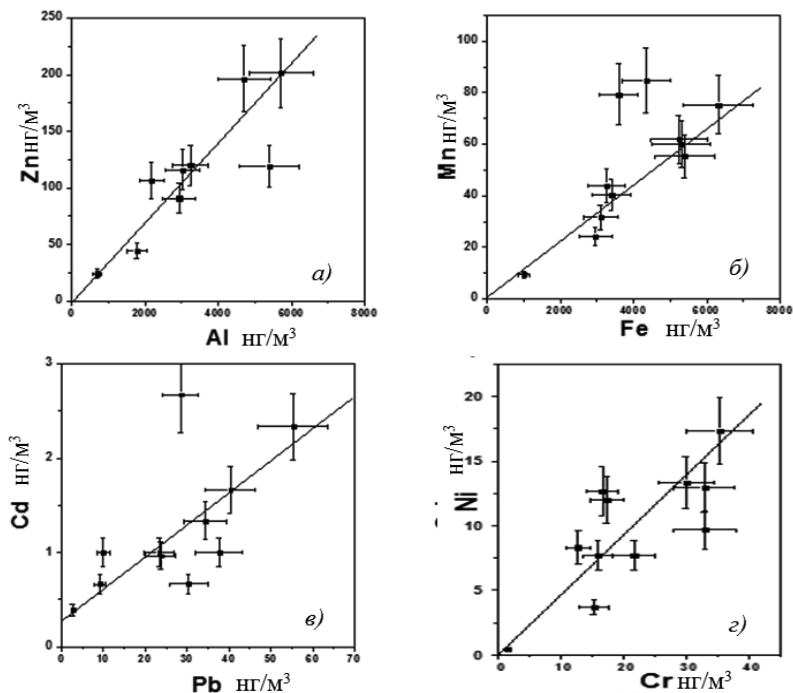


Рис. 2. Парные корреляции между содержанием ТМ в составе морского аэрозоля (по результатам исследований 2010 г.).

Рис. 2б иллюстрирует также наличие линейной корреляции между содержанием Mn и Fe в составе морского аэрозоля. График возрастает от 100 до 6000 по оси X (соответствует содержанию Fe в аэрозоле) и от 1 до 100 по оси Y (соответствует содержанию Mn в аэрозоле).

Взаимосвязь между содержанием Cd и Pb отражена на Рис. 2в. Количество Cd возрастает в пределах 0,2–3 нг/м³, возрастание значений содержания Pb соответствует значениям от 0,5 до 70 нг/м³. График линейно возрастает.

Между содержанием Ni с Cr (Рис. 2г) корреляция линейная, значения концентрации находятся в пределах 0,1–20 и 1–40 нг/м³, соответственно. Поэтому можно говорить о том, что эти элементы перемещаются вместе в составе взвешенного вещества.

В процессе исследования было обнаружено заметное количество взаимных корреляций между концентрацией ТМ и Al (см. Таблица 3.). Возникновение подобных соотношений может указывать на процесс экспорта алюмосиликатных частиц в ПМС и далее в состав морского аэрозоля.

Таблица 3.

Попарные соотношения между элементами в составе морского аэрозоля, выявленные по результатам двух экспедиционных рейсов (корреляции 2004 г. показаны жирным текстом)

	Al	Fe	Ni	Zn	Cd	Pb
Al		0.91	0,9	0,6		
Cr			0.85			
Mn		0.88				
Fe				0.73	0.75	0.72
Ni	0.97					0.86
Cd	0.86					0.93

Алюминий. Al – самый распространенный металл земной коры, амфотерный элемент. Его соединения растворимы только в сильнощелочных и сильноокислых растворах. В широком диапазоне pH от слабокислых до слабощелочных сред Al представлен труднорастворимым гидроксидом $Al(OH)_3$ и мигрирует слабо [3, 35]. В твердой фазе Al присутствует в составе алюмосиликатов и тонкодисперсных частиц взвеси.

Алюмосиликаты – одни из наиболее распространенных составляющих осадочных пород [32]. ТМ могут попадать в составе взвешенных частиц алюмосиликатов в морской аэрозоль в адсорбированной или окклюзированной формах [41]. Тогда наличие линейной корреляции между объемной концентрацией частиц и уровнями содержания ТМ, может служить указанием на то, что состав частицы является продуктом функционирования ландшафта без значительного вмешательства антропогенных факторов.

Наличие подобного вида зависимости, с другой стороны, может быть указанием на активную сорбцию металлорганических соединений на взвешенной частице в поверхностном микрослое моря (ПМС). ПМС, как известно, обогащен химическими соединениями, по сравнению с объемной водой [21–23]. В этих случаях можно говорить о выходе алюмосиликатных частиц из ПМС в приповерхностную атмосферу в виде морского аэрозоля целиком [34]. Тогда как наличие зависимости между концентрацией ТМ и размером частицы при отсутствии корреляций с Al указывает на преобладание таких процессов генерации морского аэрозоля как: спонтанная эмиссия м. а., прямой ветровой срыв аэрозольных частиц, а также – формирование реактивных и плёночных капель при разрыве пузырьков воздуха на границе раздела фаз вода – воздух.

Методика прогноза концентрации ТМ на основе выявленных взаимозависимостей между концентрацией определенного элемента и дисперсностью аэрозоля

По результатам двух экспедиций были обработаны массивы данных за периоды июль–сентябрь 2004 г. и март–апрель 2010 г. Показано наличие взаимно – однозначных соответствий для Ni, Cr с частицами размерного диапазона 3,5–4,5 мкм, а также Cu с аэрозолем диаметром 5–9 мкм, возникших в обоих случаях. При наличии прямого типа зависимости появляется возможность выражения одной величины через другую, а следовательно, возможность прогноза концентрации определенного элемента в составе морского аэрозоля при данных гидрометеорологических условиях.

Чем выше коэффициент корреляции, тем выше точность прогноза. С ростом продолжительности времени экспозиции и базы данных о дисперсности аэрозолей, с возникновением суточных, сезонных и годовых режимных наблюдений уравнения зависимости и величина коэффициентов корреляции будут корректироваться и уточняться. Такая работа проводилась в течение нескольких лет на побережье Черного моря в районе г. Севастополь.

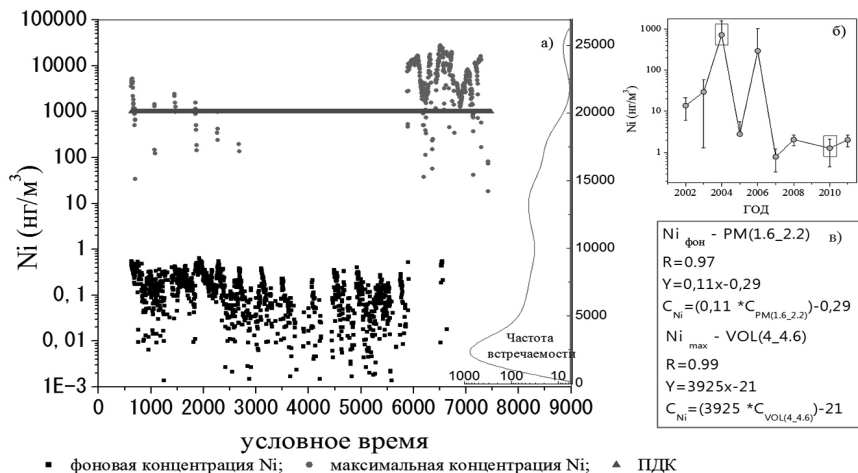


Рис. 3. а) расчетная концентрация Ni в составе морского аэрозоля, полученная на основе корреляционных уравнений; б) динамика уровня среднегодовых концентраций Ni в составе морского аэрозоля Черного моря за период 2002 – 2010гг (нг/м³); в) корреляционные уравнения, полученные по результатам обработки данных двух экспедиционных рейсов 2004 г. (Ni_{max}) и 2010 г. ($Ni_{фон}$); где PM (1,6–2,2) – счетная концентрация частиц, относящихся к размерной группе 1,6–2,2 мкм; Vol (4–4,6) – объемная концентрация частиц, относящихся к размерной группе 4–4,6 мкм.

Представленные уравнения зависимости являются следствием прямых наблюдений за характеристиками морского аэрозоля (г. Севастополь). На графике (Рис. 3) представлены результаты расчетного уровня концентрации Ni в составе морского аэрозоля для двух типов метеорологических и гидродинамических условий на Черном море на основе выявленных ранее (Таблица 1, 2.) взаимозависимостей.

По оси абсцисс отложено время в условных единицах, где за начало отсчета взято первое измерение размерного спектра м.а. в мае 2011 г., расчет охватывает временной интервал в 1 месяц, шаг измерения составляет 4 минуты.

Максимальные расчетные концентрации никеля базируются на уравнении зависимости, найденном по итогам экспедиционных исследований в 2004 г. Как видно из Рис. 3б концентрации никеля в 2004 году резко отличаются от средних концентраций элемента, характерных для фоновых значений. Расчетные концентрации фоновых значений построены на основе уравнений взаимозависимости, выявленной по итогам исследований 2010 г. Уравнения зависимости и коэффициенты корреляции представлены на Рис. 1в.

Таким образом, можно констатировать, что по расчетным данным фоновая концентрация никеля в составе морского аэрозоля в спокойной гидрометеорологической обстановке (режимной для Черного моря) будет составлять 0,1–1 нг/м³.

При резкой смене гидродинамической ситуации (например, при возникновении антициклонического вихря или штормовых явлениях, когда происходит интенсивное перемешивание водных масс), перемене метеоусловий (скорость ветра, температура воздуха) концентрации никеля могут достигать значений от 100 до 1000 нг/м³, в некоторых случаях, достигая значений ПДК для воздуха населенных мест [6].

На Рис. 4 представлен расчет концентрации хрома в составе морского аэрозоля Черного моря.

Для расчета были взяты данные счетчика частиц за май 2011 г. (Рис. 4в), временной отрезок охватывает весь месяц, интервал измерений днем составлял 4 минуты, ночью счет не проводился. Было установлено, что имеется взаимно-однозначные корреляции между концентрацией Cr и частиц диаметром 3.4–4 мкм (см. Таблицу 2.), зависимость носит линейный характер. Как видно из вставки (б), концентрации хрома соответствуют фоновым значениям, в отличие от показателей 2004 и 2006 гг. Таким образом, данная калибровка может быть применена в условиях спокойной гидродинамической обстановки.

Форма, в которой Cr переходит в состав морских аэрозолей, например Cr(OH)₃, имеет ряд особенностей. В кислой и нейтральной среде, он слабо подвижен. Переход в аэрозольную форму осуществляется замедленно.

Подобные расчеты были также произведены для меди (см. Рис. 5).

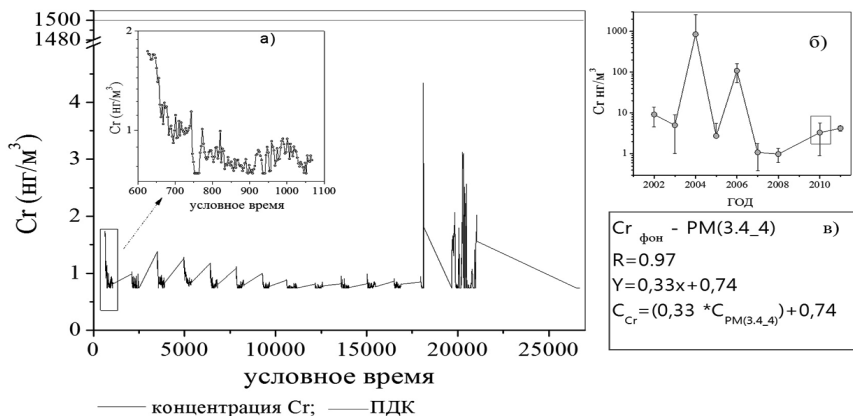


Рис. 4. а) расчетная концентрация C_{Cr} в составе морского аэрозоля, полученная на основе корреляционных уравнений; б) динамика уровня среднегодовых концентраций C_{Cr} в составе морского аэрозоля Черного моря за период 2002 – 2010 гг (нг/м³); в) корреляционные уравнения, полученные по результатам обработки данных экспедиционного рейса 2010 г; где $PM(3.4_4)$ – счетная концентрация частиц, относящихся к размерной группе 3,4–4 мкм.

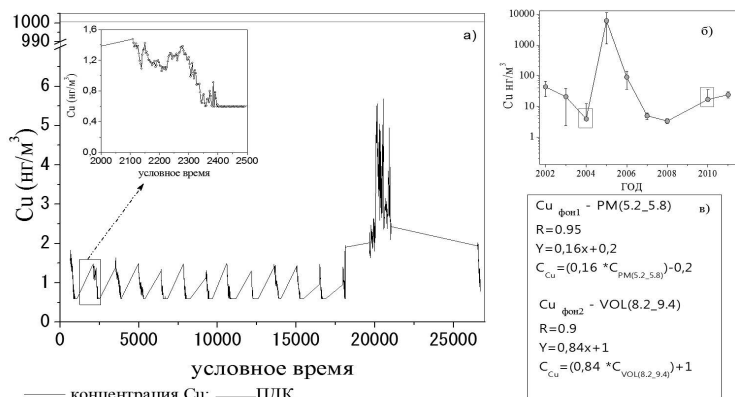


Рис. 5. а) расчетная концентрация Cu в составе морского аэрозоля, полученная на основе корреляционных уравнений; б) динамика уровня среднегодовых концентраций Cu в составе морского аэрозоля Черного моря за период 2002 – 2010 гг (нг/м³); в) корреляционные уравнения, полученные по результатам обработки данных двух экспедиционных рейсов 2004 г. ($Cu_{\text{фон1}}$) и 2010 г. ($Cu_{\text{фон2}}$); где $PM(5.2_5.8)$ – счетная концентрация частиц, относящихся к размерной группе 5,2–5,8 мкм; $Vol(8.2_9.4)$ – объемная концентрация частиц, относящихся к размерной группе 8,2–9,4 мкм.

По оси абсцисс отражен временной период от первого измерения размерного спектра м. а. в мае 2011 г, до конца месяца. Как видно из графика, за месяц концентрации Cu находились в пределах от 1 до 6 нг/м³ (Рис. 5а).

Концентрации меди как в 2004, так и 2010 г. характеризуются средними значениями и отражают «фоновые» концентрации (Рис. 5б) в составе морского аэрозоля Черного моря. Взаимозависимости были найдены с частицами размером 5.5 мкм (2004) и 8 мкм (2011). Расчет концентрации проводился на основании выявленных уравнений взаимозависимости из двух экспедиционных периодов (Рис. 5в). Уравнения зависимости представлены в Таблицах 1,2. Результаты расчетов по двум периодам были усреднены, поскольку близки между собой среднегодовые уровни концентрации элемента.

На графике представлены средние фоновые концентрации меди, рассчитанные исходя из двух уравнений взаимозависимости. Эта калибровка отражает режимный уровень концентрации ТМ в составе морского аэрозоля, характерный для стандартных гидрометеорологических условий на акватории.

Выводы:

1. Подтверждено наличие взаимно-однозначных зависимостей для некоторых ТМ по итогам двух экспедиционных исследований.
2. Показано, что имеет место повторяемость возникновения корреляций для одних и тех же элементов с высокими коэффициентами корреляции и линейным характером взаимозависимости.
3. Предложена методика прогноза концентрации Ni, Cr и Cu в составе м.а. для спокойной и возмущенной гидродинамической ситуации на акватории Черного моря.

Repeatability of univocal dependences between concentration of heavy metals and dispersion of the marine aerosol (on the example of two expeditionary researches on the Black Sea)

Syroyeshkin A.V., Chichayeva M. A., Matveeva I.S.

The composition of marine aerosol, typically include heavy metals (HM) surfactants, non-polar hydrocarbons. The investigation shows the presence of linear interdependencies between some of the HM and volume and number concentrations of marine aerosol. It is shown that there is a possibility of prediction of HM concentrations levels in marine aerosol of Black Sea.

Литература

1. Бримблекумб П. Состав и химия атмосферы. М.: Мир. - 1988.
2. Бугаев С.Н., Жмур В.Б., Лапшин В.Б., Палей А.А., Сыроешкин А.В. Способ мониторинга загрязнения атмосферного воздуха и система для его реализации. Патент РФ № 2248595 по заявке № 20003121348. Бюл. пат. тов. зн. 2005. № 8. 1-6 с.
3. Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С. Краткий справочник по геохимии. М.: Наука, 1977.
4. Всемирная организация здравоохранения. Европейское региональное бюро, Копенгаген. Мониторинг качества атмосферного воздуха для оценки воздействия на здоровье человека. Региональные публикации ВОЗ. Европейская серия, №8, Копенгаген, Дания, 2001, 239 с.
5. Гигиенические нормативы ГН 1.1.725-98. "Перечень веществ, продуктов, производственных процессов, бытовых и природных факторов, канцерогенных для человека" List of chemical compounds, products, industrial processes, natural and domestic factors which are carcinogenic for humans. Утвержден постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 23 декабря N 32, 1998 г.
6. Гигиенические нормативы ГН 2.1.6.1338-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест. Утвержден постановлением Главного Государственного санитарного врача Российской Федерации, Г.Г. Онищенко от 21.05.2003.
7. Гинзбург А.И., Федоров К.Н. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1988.
8. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983.
9. Государственный стандарт 12.1.007-76, Группа Т58, Межгосударственный стандарт. Система стандартов безопасности труда. Вредные вещества. Классификация и общие требования безопасности. Occupational safety standards system. Noxious substances. Classification and general safety requirements. Утвержден и введен в действие Постановлением Государственного комитета СССР по стандартам от 10.03.76 № 579. Переиздание ИУС № 12-1981 г. и № 6-1990 г.
10. Грин Х., Лейн В. Аэрозоли - пыли, дымы и туманы. Л.: Химия, 1972.
11. Демина Л.Л. Формы миграции тяжелых металлов в океане (на ранних стадиях осадконакопления). М.: Наука, 1982.
12. Демина Л.Л., Гордеев В.В., Фомина Л.С. // Геохимия. 1978. - 8. с. 1211-1229.
13. Демина Л.Л., Фомина Л.С. // Геохимия. 1978. - 11. с.1710-1726.

14. Дёрффель К. Статистика в аналитической химии. М.: Мир, 1994.
15. Елпатьевский П.В. Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных геосистемах. М.: Наука, 1993.
16. Ивлев Л. С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1982.
17. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. — СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999.
18. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Поздняков Д. В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеиздат, 1983.
19. Кондратьев К.Я. // Экологическая химия. 1998. - Т. 7.- 2. с. 73–85.
20. Кондратьев К.Я. // Экологическая химия. - 1998. - Т. 7.- 3. с. 145–163.
21. Корж В.Д. Геохимия элементного состава гидросферы. М.: Наука, 1991.
22. Корж В.Д.// ДАН СССР. 1987. - Т. 292. - 4. с. 822–827.
23. Корж В.Д. // ДАН СССР. 1986. – Т.286. -6. с.12–15.
24. Лапшин В.Б., Матвеева И.С., Яблоков М.Ю., Игнатченко А.В., Колесников М.В., Шокина О.С., Плетенев С.С., Боровик Р.В., Сыроешкин А.В. // Тр. ГОИН. 2005. - 209, с. 407–421.
25. Лапшин В.Б., Паньшин Е.А., Сыроешкин А.В. // Мир измерений. – 2013. - № 2 (144) с. 7–10.
26. Лапшин В.Б., Сыроешкин А.В., Орадовский С.Г., Яблоков М.Ю., Матвеева И.С., Колесников М.В., Смирнов А.Н., Игнатченко А.В., Лебедев И.М., Гордадзе Г.Н., Плетенева Т.В.// Труды ГОИН. 2007 - 210, с. 126–137.
27. 27.Лапшин В.Б., Яблоков М.Ю., Матвеева И.С., Игнатченко А.В., Полевщиков Д.М., Шокина О.И., Плетенев С.С., Сыроешкин А.В. // Электронный журнал «Исследовано в России». 2002. – 118, с. 1302–1316.
28. Лесников Е.В., Гончарук В.В., Чистюнин В.Ф., Дроздович С.В., Плетенев С.С. Лапшин В.Б., Смирнов А.Н., Самсонов-Тодоров А.О., Сыроешкин А.В. Устройство для определения фальсификата жидких продуктов// Патент России № 2343453. Оpubл. 10.01.2009 Бюл. № 1. 7 с.
29. Лесніков Є.В., Гончарук В.В., Чистюнин В.Ф., Дроздович С.В., Плетенев С.С., Лапшин В.Б., Смирнов А.Н., Самсонов-Тодоров О.О., Сыроешкин А.В. Пристрій для визначення фальсифікату рідких продуктів// Патент України № 85406. Оpubл. 26.01.2009. Бюл. № 2. 7 с.
30. Линник П. Н., Набиванец Б. И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. Л.: Гидрометеиздат, 1986.
31. Методика выполнения измерений «Малоугловой измеритель дисперсности лазерный ИДЛ – 1», № 52.1440 – 2009, г. Обнинск, 2009, 35 с.

32. Мильнер Г.Б Петрография осадочных пород. М.: Недра, Т.2., 1986.
33. Мур, Дж.В., Рамамурти С. Тяжелые металлы в природных водах. М.: Мир, 1987.
34. Патеев М.Р., Матвеева И.С., Затров В.А., Щербаков П.Г., Чичаева М.А., Лапшин В. Б., Сыроешкин А.В. // ЕТН. 2008. – 4, с. 51–53.
35. Перельман А.П. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1966
36. Райст П. Аэрозоли. М.: Мир, 1987.
37. Расула С. Химия нижней атмосферы. М.: Мир, 1976.
38. Руководство по эксплуатации «Автоматический измеритель запыленности ИЗ-2». МГФК 414.236.002. ВНИИФТРИ, Менделеево, 2002, с.
39. Савенко В.С. // ДАН СССР.1989. – Т.309. - 5. с. 12–15.
40. Савенко В.С. Химия водного поверхностного микрослоя. - Л.: Гидрометиздат, 1990.
41. Сыроешкин А.В., Попов П.И. Морские аэрозоли. Токсичность, методы исследования. - М.: Медбизнесгруп, 2005.
42. Технические условия «Автоматический измеритель запыленности ИЗ-2». МГФК 414.236.002. ВНИИФТРИ, Менделеево, 2002, с.
43. Технические условия «Малоугловой измеритель дисперсности лазерный ИДЛ – 1», № 52.1440 – 2009, г. Обнинск, 2009, 18 с.
44. Технический паспорт на прибор «Автоматический измеритель запыленности ИЗ-2». МГФК 414.236.002. ВНИИФТРИ, Менделеево, 2002, 10 с.
45. Технический паспорт на прибор «Малоугловой измеритель дисперсности лазерный ИДЛ – 1», № 52.1440 – 2009, г. Обнинск, 2009, 14 с.
46. Трифонов К.И., Девисилов В.А. // Москва, форум: ИНФРА-М, 2007, 240с.
47. Фадеев В.В., Буриков С.А., Волков П.А., Лапшин В.Б., Сыроешкин А.В.//Океанология. 2009. - Т.49. - 2. С. 1-7.
48. Фукс. Н.А. Механика аэрозолей. М.: Изд. Академии наук, 1955.
49. Benkadda S., Klochkov D.N., Popel S.I., Izvekova Yu.N. // Phys. Plasma. 2011. 18, 052306. <http://dx.doi.org/10.1063/1.3587107>
50. Coquery M., Villeneuve J. P. Final report on the split sampling exercises and quality assurance activities. EU Project № ENV RM S9602. - Amsterdam.ICWC. - 2001. -51 p.
51. DeLeon-Rodriguez N., Lathem T.L., Rodriguez-R L.M., Barazesh J.M., Anderson B.E., Beyersdorf A.J., Ziemba L.D., Bergin M., Nenes A., Konstantinidis K.T. // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2013. V. 110(7). P. 2575-2580.
52. Goncharuk V.V., Lapshin V.B., Chichaeva M.A., Syroeshkin A.V. // J. Water Chem. Technol. 2011. V. 33. No.6. p. 339–356.

53. Kellogg C.A., Griffin D.W. // *Trends Ecol. Evol.* 2006. V. 21(11). p. 638–644.
54. Kokhanovsky A. A., Deuz'e J. L., Diner D. J., Dubovik O., Ducos F., Emde C., Garay M. J., Grainger R. G., Heckel A., Herman M., Katsev I. L., Keller J., Levy R., North P. R. J., Prikhach A. S., Rozanov V. V., Sayer A. M., Ota Y., Tanr'e D., Thomas G. E., Zege E. P. // *Atmos. Meas. Tech. Discuss.* 2009. V.2. p. 3369–3439.
55. Pasko V.P., Stanley M.A., Mathews J.D., Inan U.S., Wood T.G. // *Nature.* 2002. V. 416(6877). p. 152–154.
56. Popel S.I., Izvekova Yu.N., Shukla P.K. // *AIP Conf. Proc.* 2010. V. 1306. P. 189. <http://dx.doi.org/10.1063/1.3533186>
57. Smith D.J., Timonen H.J., Jaffe D.A., Griffin D.W., Birmele M.N., Perry K.D., Ward P.D., Roberts M.S. // *Appl. Environ. Microbiol.* 2013. V. 79(4). p. 1134–1139.
58. Su H.T., Hsu R.R., Chen A.B., Wang Y.C., Hsiao W.S., Lai W.C., Lee L.C., Sato M., Fukunishi H. // *Nature.* 2003. V. 423. p. 974–976.
59. Williams E.R. // *Atmosph. Res.* 2009. V. 91. p. 140–152.

ХЛОРОГАНИЧЕСКИЕ ПЕСТИЦИДЫ В СЕВЕРНЫХ ПРИБРЕЖНЫХ ВОДАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Рябинин А.И., Клименко Н.П., Боброва С.А.

Представлены обобщенные результаты мониторинга загрязнения северных прибрежных вод Черного моря (от устья р. Дунай до вод порта г. Ялты) пестицидами γ -ГХЦГ и Σ ДДТ, проведенного в 1991–2013 гг. Также изучены эмпирические закономерности немонотонности пространственно-временной изменчивости концентрации этих загрязняющих веществ. В отдельные годы загрязнение этими веществами было чрезвычайно высоким, что создавало экологическую опасность для морской среды. Сделан вывод о необходимости проведения постоянного мониторинга загрязнения γ -ГХЦГ и Σ ДДТ в прибрежных водах Крыма.

Приведенные в монографиях [1, 5] натурные результаты мониторинга загрязнения вод Черного моря пестицидами γ -ГХЦГ и Σ ДДТ (ДДТ с метаболитами ДДЭ и ДДД), концентрации которых измерялись газохроматографическим методом [6], показали, что в период 1975–1995 гг., концентрации этих загрязняющих веществ в морской среде немонотонно изменялись во времени и пространстве, а их максимальные значения достигали величин 8 – 15 нг/л для γ -ГХЦГ на горизонте 200 м и 39 нг/л для Σ ДДТ на поверхностном горизонте в осенний сезон 1990 года при ПДК=0 [4]. Такой характер загрязнения этими пестицидами особенно опасен для вод северной зоны Черного моря, которая подвержена воздействиям загрязненных речных и сточных вод, поступающих наряду с атмосферными выпадениями с севера и запада [3]. Поэтому при научно-методическом руководстве Морского отделения УкрНИГМИ (Севастопольского отделения ГОИН) и одновременно при его выполнении (по 2003 г.) натурального мониторинга в Севастопольской бухте морские гидрометеорологические организации Украины (Дунайской гидрометеорологической обсерватории, Николаевского областного центра по гидрометеорологии, Одесского гидрометеорологического центра Черного и Азовского морей, гидрометеобюро «Ильичевск», морской гидрометеорологической станции «Ялта») продолжили (по 2013 г.) мониторинг загрязнения пестицидами γ -ГХЦГ и Σ ДДТ 9 водных районов: устья р. Дунай, дельтовых водотоков р. Дунай, п. Одесса, Сухого лимана, района входного канала и очистных сооружений г. Ильичевск, устья р. Ю. Буг, Бугского лимана, Днепровского лимана, устья р. Днепр, п. Ялта.

Цель исследований

Изучить закономерности пространственно-временной изменчивости концентраций γ -ГХЦГ и Σ ДДТ в поверхностном и придонном горизонтах прибрежных вод северной зоны Черного моря от устьевого района р. Дунай до вод п. Ялта (Крым) по результатам натурного мониторинга загрязнения 1991–2013 гг.

Выполнить сравнительную оценку изменчивости состояния пресных и сточных вод Крыма с состоянием загрязнения морских вод у побережья Крыма пестицидами γ -ГХЦГ и Σ ДДТ.

Материалы и методы

Схемы районов мониторинга, расположение гидрохимических станций и их номера представлены на Рис. 1. Анализ проб всех районов мониторинга, кроме Севастопольской бухты, выполнен в лаборатории МГС «Ялта», а анализ проб воды Севастопольской бухты выполнен в лаборатории химии моря МО УкрНИГМИ, в которой были подготовлены 23 тома «Ежегодника качества морских вод по гидрохимическим показателям. Черное море» за 1991–2013 гг. [2], информация о результатах мониторинга так же опубликована в сборниках «Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник» [8] в ГОИН`е.

Метрологические характеристики газо-хроматографического метода анализа составляли значения: нижние пределы определения γ -ГХЦГ и Σ ДДТ равнялись соответственно 0,5 нг/л и 3,0 нг/л при средней квадратичной погрешности 10–12% [4]. При этом внутри лабораторный контроль правильности анализа в лаборатории МГС «Ялта» и в лаборатории МО УкрНИГМИ осуществлялся ежеквартально Севастопольской ГМО.

Массив натуральных данных мониторинга в период 1996–2013 гг. представлен в Таблице 1., а аналогичные данные мониторинга за 1991–1995 гг. представлены ранее [5]. Количество анализов в каждом районе (Таблица 1.) свидетельствует о статистической значимости массивов натуральных наблюдений.

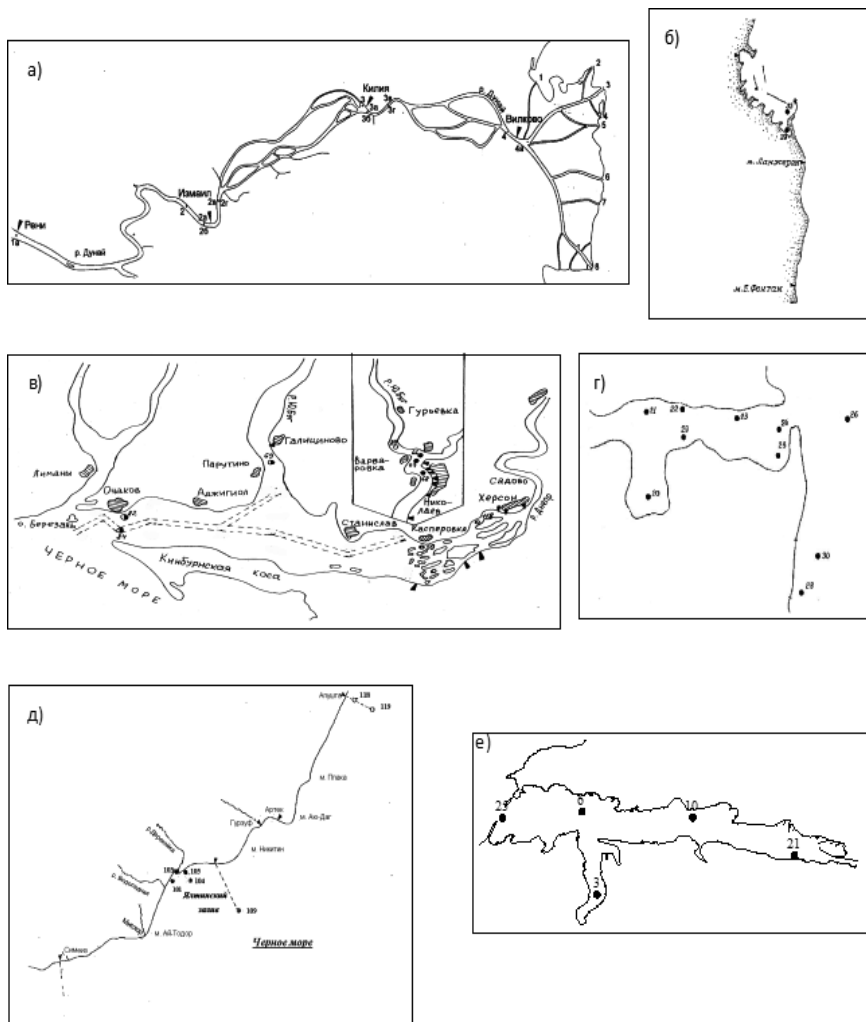


Рис. 1. Схема расположения станций мониторинга и их номера: а) Дунайская устьевая область; б) п.Одесса; в) Днепро-Бугская устьевая область; г) Сухой лиман и район входного канала; д) п. Ялта; е) Севастопольская бухта.

Таблица 1.

Количество анализов проб вод на содержание γ -ГХЦГ и Σ ДДТ в 1996 – 2013 гг.

Год	Районы исследования									
	Дельта р. Дунай	Дельтовые водотоки	Сухой лиман	Входной канал	п. Одесса	Бугский лиман	р. Днепр	Днепровский лиман	Севастопольская бухта	п. Ялта
1996	144	48	80	36	14	–	–	–	16	24
1997	31	–	140	60	48	94	26	72	20	24
1998	76	–	100	35	48	80	18	72	6	34
1999	34	–	180	60	54	92	22	79	6	14
2000	80	20	180	60	40	87	18	63	8	42
2001	74	78	180	60	48	64	8	28	26	28
2002	55	15	160	60	48	62	–	–	6	24
2003	78	96	150	60	48	62	–	–	12	24
2004	80	96	160	87	48	136	20	60	–	24
2005	83	96	150	50	36	136	22	64	–	24
2006	76	96	140	60	48	9	28	74	–	24
2007	84	96	120	60	48	24	22	61	–	24
2008	84	96	120	60	20	24	30	40	–	24
2009	84	96	98	60	48	48	12	40	–	24
2010	84	96	80	30	48	87	8	39	–	24
2011	81	120	108	36	48	116	8	32	–	24
2012	81	110	108	36	48	92	8	32	–	24
2013	81	120	90	30	24	118	8	32	–	24

Примечание: (–) данные отсутствуют.

Результаты и обсуждение

Гамма-гексахлорциклогексан

Годовые максимальные концентрации γ -ГХЦГ (нг/л) представлены на диаграммах (Рис. 2а, б и Рис. 3а, б), из которых следует, что их величины изменяются в широких пределах: 0,5–225 нг/л по результатам анализа 169 проб. Величины максимальных концентраций в остальных 103 пробах исследованных вод имели значения 0 – <0,5 нг/л и на диаграммах эти значения фиксированы, как 0 нг/л, т. е. в этом положении воды являлись чисты-

ми. Также не зафиксированы на диаграммах 58 проб воды, которые не анализировались в период мониторинга (Таблица 1.) по техническим причинам.

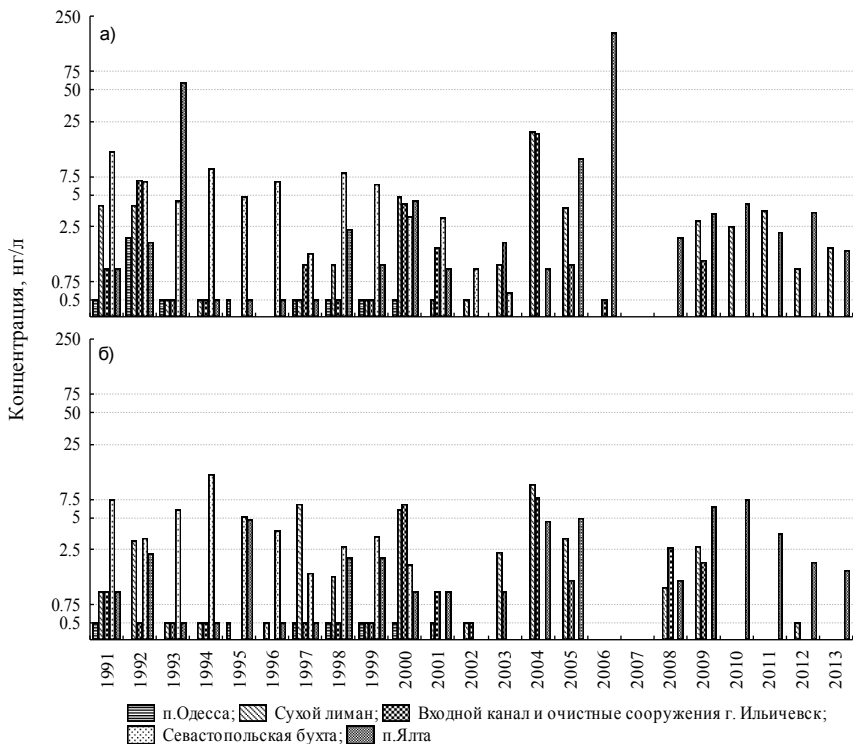


Рис. 2. Диаграммы годовых максимальных концентраций γ -ГХЦГ (нг/л) в морских водах в 1991–2013 гг.: а) поверхностный горизонт (0–0,5 м). б) придонный горизонт (1 м от дна).

Из данных диаграмм (Рис. 2а), следует, что в загрязненных морских водах поверхностных горизонтов немонотонность пространственно-временной изменчивости концентраций γ -ГХЦГ наблюдалась в широких пределах (0,5–171 нг/л). При этом наиболее чистыми были поверхностные воды п. Одесса, а наиболее загрязненными – воды Севастопольской бухты и п. Ялта, хотя массив анализов (Таблица 1.) в этих водах был наименьшим, по сравнению с морскими водами западнее Крыма.

Такой же характер изменчивости загрязненности придонных вод (Рис. 2б), но их максимальный уровень загрязнения (20 нг/л, воды Сухого лима-

на) был значительно ниже по сравнению с поверхностными водами. Этот вывод четко прослеживается, кроме диаграмм (Рис. 2б), также по аналитическим данным при сравнении уровней немонотонной изменчивости максимальных концентраций в водах п. Одесса с водами Севастопольской бухты, п. Ялта и в водах устьев рек Дуная и Днепра и дельтовых водотоков р. Дуная (Таблица 2).

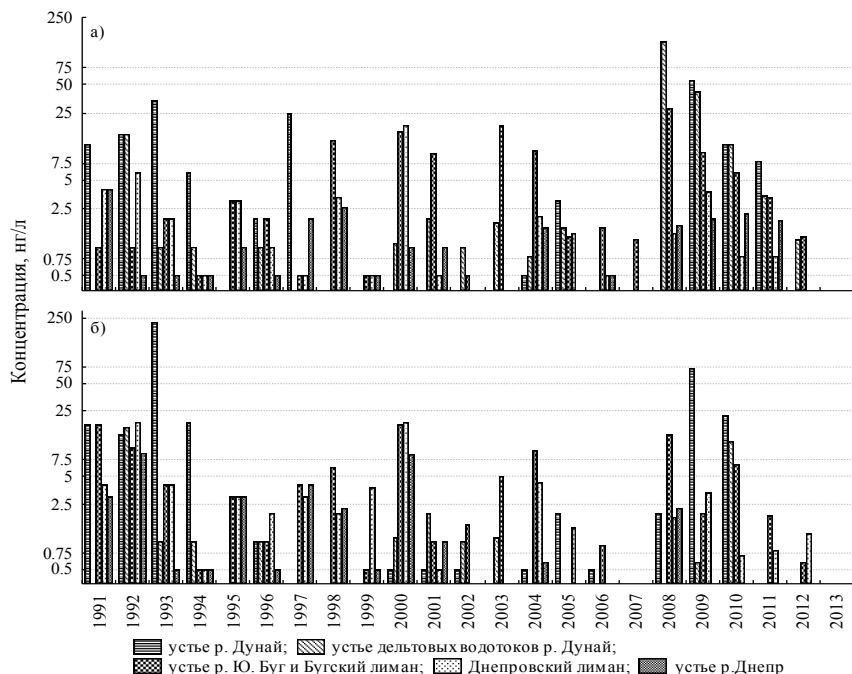


Рис. 3. Диаграммы годовых максимальных концентраций γ -ГХЦГ (нг/л) в устье р. Дунай и Днебро-Бугской устьевой области в 1991–2013 гг.: а) поверхностный горизонт (0–0,5 м); б) придонный горизонт (1 м от дна).

Данные Таблицы 2. свидетельствуют также о сравнительно более высокой загрязненности вод у Крыма по сравнению с водами моря в западных районах.

Диаграммы (Рис. 3а, б) также свидетельствуют о значимой немонотонности пространственно-временной изменчивости годовых максимальных концентраций γ -ГХЦГ в устьевых водах рек Дуная и Днепра, в их дельтовых и лиманных водах. Уровень загрязнения этих вод, в основном, был выше соответствующего уровня для морских вод (Рис. 2а, б), т.к. его высо-

кие концентрации наблюдались в 1991–1993 гг. и в 2008–2010 гг. в большинстве районов мониторинга на обоих горизонтах. Так, концентрация γ -ГХЦГ в поверхностном горизонте достигала 143 нг/л, а в придонном горизонте до 225 нг/л (Таблица 2.). Следовательно, воды р. Дунай являлись наиболее загрязненными среди исследованных вод речного происхождения, а воды р. Днепр, следовательно, наиболее чистыми.

Таблица 2.

Сравнительная немонотонность пространственно-временной изменчивости годовых максимальных концентрации γ -ГХЦГ в морских водах и в устьевых районах

Годы	Устье р. Дунай		Дельтовые водотоки		Бугский лиман		Днепровский лиман		Устье р. Днепр	
	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.
1991	12	18	0	0	1,0	18	4,0	4,0	4,0	3,0
1992	15	14	15	17	1,0	10	6,0	19	0,5	9,0
1993	34	225	1,0	1,0	2,0	4,0	2,0	4,0	0,5	0,5
1994	6,0	19	1,0	1,0	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
1995	–	–	0	0	3,0	3,0	3,0	3,0	1,0	3,0
1996	2,0	1,0	1,0	1,0	2,0	1,0	1,0	2,0	0,5	0,5
1997	25	–	–	–	0,5	4	0,5	3	2,0	4,0
1998	0	0	–	–	13	6,3	3,3	2	2,6	2,3
1999	0	–	–	–	0,5	0,5	0,5	3,8	0,5	0,5
2000	0	0,5	1,1	1,1	16	18	19	19	1	8,5
2001	0	0,5	2,0	2,0	9,4	1	0,5	0,5	1	1
2002	0	0,5	1,0	1,0	0,5	1,5	–	–	–	–
2003	0	0	1,8	1,1	18,5	5	–	–	–	–
2004	0,5	0,5	0,8	0	10,0	9,6	2,1	4,3	1,6	0,6
2005	3	2,0	1,6	–	1,3	0	1,4	1,4	0	0
2006	0	0,5	0	0	1,6	0,9	0,5	0	0,5	0
2007	0	0	0	0	1,2	0	0	0	0	–
2008	0	2,0	140	0	28	14	1,4	1,8	1,7	2,3
2009	55	73	42	0,6	9,9	2,0	3,8	3,3	2	–
2010	12	22	12	12	5,9	6,6	0,8	0,7	2,2	–
2011	8,0	–	3,4	–	3,3	1,9	0,8	0,8	1,9	–
2012	0	–	1,2	–	1,3	0,6	0	1,2	0	–
2013	0	–	0	–	0	0	0	0	0	–

Годы	п. Одесса		Сухой лиман		Входной канал		Севастопольская бухта		п. Ялта	
	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.
1991	0,5	0,5	4,0	1,0	1,0	1,0	13	7,4	1,0	1,0
1992	2,0	–	4,0	3,0	7,0	0,5	6,7	3,2	1,8	2,3
1993	0,5	–	0,5	0,5	0,5	0,5	4,4	6	58	0,5
1994	–	–	0,5	0,5	0,5	0,5	8,9	13	0,5	0,5
1995	0,5	0,5	0	0	0	0	4,9	5,1	0,5	4,8
1996	0	0	0	0,5	0	0	6,7	3,8	0,5	0,5
1997	0,5	0,5	0,5	6,8	1,1	0,5	1,4	1,5	0,5	0,5
1998	0,5	0,5	1,1	1,4	0,5	0,5	8,2	2,7	2,4	2,1
1999	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	6,4	3,3	1,1	2,1
2000	0,5	0,5	4,8	5,9	4,2	6,8	3,1	1,8	4,4	1,0
2001	0	0	0,5	0,5	1,6	1,0	3,0	–	1,0	1,0
2002	0	0	0,5	0,5	0	0,5	1,0	–	0	0
2003	0	0	1,1	2,4	1,8	1,0	0,6	–	0	0
2004	0	0	20	10,4	19,6	7,9	–	–	1,0	4,7
2005	0	0	3,8	3,2	1,1	1,3	–	–	11	5,0
2006	0	0	0	0	0,5	0	–	–	171	0
2007	0	0	0	0	0	0	–	–	0	0
2008	0	0	0	1,1	0	2,6	–	–	2	1,3
2009	0	0	2,9	2,7	1,2	1,9	–	–	3,3	6,4
2010	0	0	2,5	0	0	0	–	–	4,2	7,5
2011	0	0	3,5	0	0	0	–	–	2,2	3,6
2012	0	0	1,0	0,5	0	0	–	–	3,4	1,9
2013	0	0	1,6	0	0	0	–	–	1,5	1,6

*Примечание: здесь и далее: пов. – поверхностный горизонт (0–0,5 м);
прид. – придонный горизонт (1 м от дна).*

Мелкомасштабная (внутригодовая) немонотонная изменчивость во времени, средних и экстремальных концентраций γ -ГХЦГ также прослеживалась на примере вод Севастопольской бухты и взморья и п. Ялта (Таблица 3.).

Таблица 3.

Внутригодовая изменчивость среднемесячных и экстремальных концентраций γ -ГХЦГ в водах Севастопольской бухты, взморья и п. Ялта

Месяц	Концентрация, нг/л					
	Поверхностный горизонт			Придонный горизонт		
	Сред.	Макс.	Мин.	Сред.	Макс.	Мин.
<i>Севастопольская бухта, 1991/2001 гг.</i>						
Февраль	2,0 / –	13,0 / –	1,0 / –	–	–	–
Апрель	2,7 / 1,4	3,0 / 3,0	2,3 / 0,5	–	–	–
Июль	1,2 / 0,4	1,4 / 1,0	1,1 / 0	1,2 / –	1,4 / –	0,8 / –
Август	2,1 / 1,0	8,1 / 1,4	1,5 / 0,7	1,4 / –	7,4 / –	1,1 / –
Октябрь	1,1 / –	1,2 / –	1,0 / –	1,0 / –	1,1 / –	1,0 / –
<i>Севастопольское взморье, 1992 г.</i>						
Июль	2,9	6,2	2,5	2,6	6,7	2,0
Сентябрь	1,8	7,1	1,2	2,9	5,2	2,5
Октябрь	2,4	3,2	2,1	2,8	4,5	2,1
Ноябрь	2,1	3,5	1,4	5,2	7,2	4,5
<i>п. Ялта 1998 / 2005 гг.</i>						
Январь	1,6 / 0,5	2,3 / 0,6	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0
Февраль	0,5 / 6	0,5 / 11	0 / 0	0,5 / 3,6	0,5 / 5,0	0 / 0
Март	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0
Апрель	2,0 / 2,2	2,4 / 3,9	0 / 0	1,2 / 2,2	1,5 / 4,1	0 / 0
Май	0,5 / 0	0,5 / 0	0 / 0	1,4 / 1,4	1,6 / 1,8	0 / 0
Июнь	0,5 / 0	1,1 / 0	0 / 0	2,1 / 0	2,4 / 0	0 / 0
Июль	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0,5 / 0	0,5 / 0	0 / 0
Август	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0,5 / 0	0,5 / 0	0 / 0
Сентябрь	0,5 / 0	0,5 / 0	0 / 0	0,5 / 0	0,5 / 0	0 / 0
Октябрь	0,5 / 0	0,5 / 0	0 / 0	1,5 / 0	1,8 / 0	0 / 0
Ноябрь	0,5 / 0	0,5 / 0	0 / 0	1,8 / 0	1,9 / 0	0 / 0
Декабрь	0,5 / 0	0,5 / 0	0 / 0	0,5 / 0	0,5 / 0	0 / 0

Дихлордифенилтрихлорметилметан

Значимые величины годовых максимальных концентраций Σ ДДТ, представлены на диаграммах (Рис. 4а,б и Рис. 5а,б), из которых видна изменчивость этих величин (3,0–1144 нг/л), а в 103 пробах Σ ДДТ не был обнаружен (0 нг/л) и в 65 пробах примерно было оценено <3 нг/л (от 0,8 до 2,5 нг/л). В 58 пробах анализы не выполнялись, что также отражено в диаграммах (Рис. 4а,б и Рис. 5а,б), аналогично диаграмм (Рис. 2а,б и Рис. 3а,б). Так, из данных (Рис. 4а) следует, что в загрязненных морских водах поверхностного

горизонта пространственно-временная изменчивость концентраций ΣДДТ колебалась в меньших пределах (3,0–9,6 нг/л) по сравнению с пределами концентраций γ-ГХЦГ. Но максимальное загрязнение морских вод ΣДДТ в поверхностном горизонте (Таблица 4.) (9,6 нг/л в 1994 г.) наблюдалось не только в п. Ялта, но и в водах п. Одесса (9,0 нг/л в 2006 г.), в водах района входного канала и очистных сооружений г. Ильичевск (8,0 нг/л в 1991 г.) при более низком загрязнении вод Севастопольской бухты (4,6 нг/л в 2002 г.). Загрязнение морских вод придонного горизонта этим пестицидом (Рис. 4б и Таблица 4.) значительно выше (28 нг/л в 1991 г.) по сравнению с водами поверхностного горизонта.

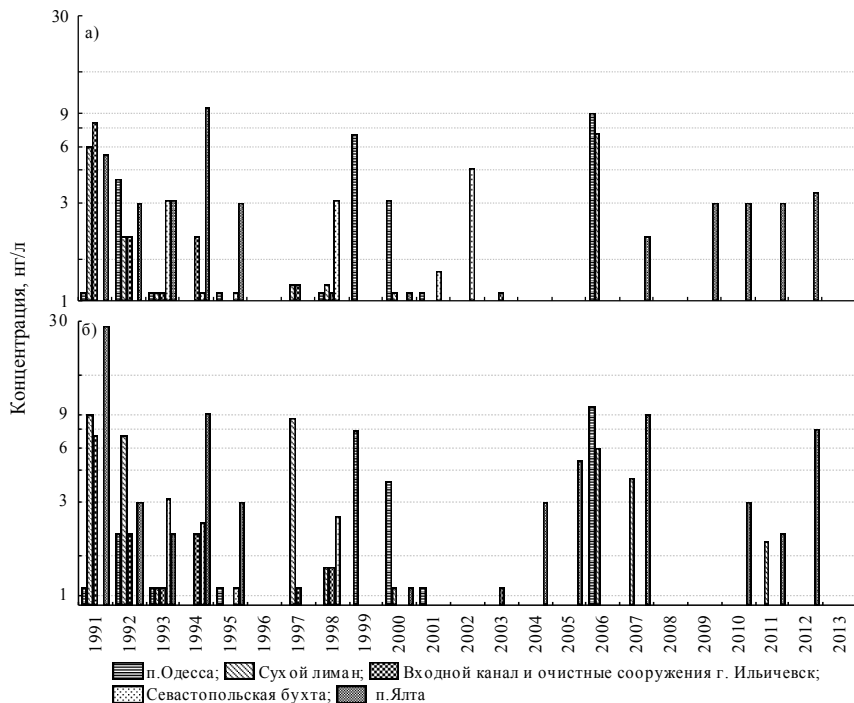


Рис. 4. Диаграммы годовых максимальных концентраций ΣДДТ (нг/л) в морских водах в 1991–2013 гг.: а) поверхностный горизонт (0–0,5 м); б) придонный горизонт (1 м от дна).

Воды речного происхождения (Рис. 5а, б и Таблица 4.) по содержанию пестицида существенно превышали морские воды. Так воды реки Дунай являлись особенно загрязненными (1144 и 650 нг/л – в устье; 773 и

143 нг/л – в дельтовых водотоках поверхностного горизонта). Немонотонность и ее характер отражены взаимоположением в Таблица 4., т. к. последовательность положения концентраций от их высокого значения к низкому, не совпадает с временной последовательностью. Такой характер зависимости немонотонности изменчивости годовых максимальных концентраций загрязняющего вещества в пространстве и времени противоположен данным, представленным в Таблице 2. и диаграммах (Рис. 2).

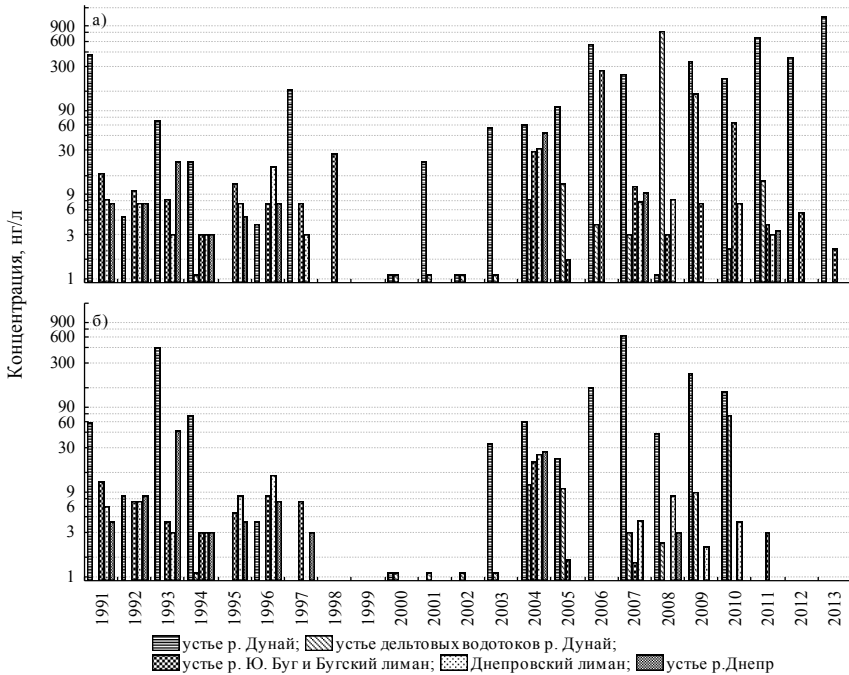


Рис. 5. Диаграммы годовых максимальных концентраций ΣДДТ (нг/л) в устье р. Дунай и Днепро-Бугской устьевой области в 1991–2013 гг.: а) поверхностный горизонт (0–0,5 м); б) придонный горизонт (1 м ото дна).

Таблица 4.

Сравнительная немонотонность пространственно-временной изменчивости годовых максимальных концентрации ΣДГТ в морских водах и в устьевых районах

Годы	Устье р. Дунай		Дельтовые водотоки		Бугский лиман		Днепровский лиман		Устье р. Днепр	
	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.
1991	407	58	0	0	16	12	8	6	7	4
1992	5	8	–	–	10	7	7	7	7	8
1993	67	444	0	0	8	4	3	3	22	47
1994	22	71	<3	<3	3	3	3	3	3	3
1995	–	–	–	–	12	5	7	8	5	4
1996	4	4	0	0	7	8	19	14	7	7
1997	160	0	–	–	7	7	3	0	0	3
1998	0	0	–	–	27	0	0	0	0	0
1999	0	–	–	–	0	0	0	0	0	0
2000	<3	<3	<3	<3	0	0	0	0	0	0
2001	22	0	<3	<3	0	0	0	0	0	0
2002	<3	–	<3	<3	0	0	–	–	–	–
2003	55	33	<3	<3	0	0	–	–	–	–
2004	60	60	8	11	29	20	32	25	48	27
2005	100	22	12	10	<3	<3	0	0	0	0
2006	550	150	4	0	266	0	0	0	0	0
2007	244	612	3	3	11	<3	7	4	10	–
2008	<3	44	773	<3	3	0	8	8	0	3
2009	348	222	143	9	7	0	<3	<3	0	–
2010	214	135	<3	72	65	0	7	4	0	–
2011	650	–	13	–	4	3	3	0	3	–
2012	380	–	0	–	6	0	0	0	0	–
2013	1144	–	0	–	<3	0	0	0	0	–

Годы	п. Одесса		Сухой лиман		Входной канал		Севастопольская бухта		п. Ялта	
	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.	пов.	прид.
1991	<3	<3	6	9	8	7	0	0	5	28
1992	4	<3	<3	7	<3	<3	0	0	3	3
1993	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3	3	3	<3
1994	–	–	0	0	<3	<3	<3	<3	10	9
1995	<3	<3	0	0	0	0	<3	<3	3	3
1996	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1997	0	0	<3	9	<3	<3	0	0	0	0
1998	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3	<3	0	0
1999	7	7	0	0	0	0	0	0	0	0
2000	3	4	<3	<3	0	0	0	0	<3	<3
2001	<3	<3	0	0	0	0	<3	–	0	0
2002	0	0	0	0	0	0	5	–	0	0
2003	0	0	0	0	<3	<3	0	–	0	0
2004	0	0	0	0	0	0	–	–	0	3
2005	0	0	0	0	0	0	–	–	0	5
2006	9	10	7	6	0	0	–	–	0	0
2007	0	0	0	4	0	0	–	–	<3	9
2008	0	0	0	0	0	0	–	–	0	0
2009	0	0	0	0	0	0	–	–	3	0
2010	0	0	0	0	0	0	–	–	3	3
2011	0	0	0	<3	0	0	–	–	3	<3
2012	0	0	0	0	0	0	–	–	3	7
2013	0	0	0	0	0	0	–	–	0	0

Особенно значимо, что такие опасные загрязняющие вещества (как Σ ДДТ) присутствовали в высоких концентрациях в дельте р. Дунай в последние годы: 380 нг/л (2012 г.) и 1144 нг/л (2013 г.), и в водах Бугского лимана – 266 нг/л (2006 г.) и 65 нг/л (2010 г.). Но в то же время были свойственны и чистые воды (Таблица 4. и диаграммы Рис. 4 и 5). Мелкомасштабная немонотонная изменчивость концентрации Σ ДДТ в загрязненных районах также значима, что следует из примера данных Таблицы 5. для п. Одесса.

Таблица 5.

Внутригодовая изменчивость среднемесячных и максимальных концентраций ΣДДТ (нг/л) в п. Одесса в 1999 г.

Концентрация, нг/л	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Поверхностный горизонт</i>												
Средняя	3,0	4,1	3,7	4,0	<3,0	<3,0	3,8	3,0	4,4	<3,0	<3,0	<3,0
Максимальная	3,8	5,1	4,3	6,9	3,0	<3,0	6,4	3,1	5,0	<3,0	<3,0	<3,0
<i>Придонный горизонт</i>												
Средняя	3,0	4,2	5,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	4,5	<3,0	<3,0	<3,0
Максимальная	3,7	7,4	5,9	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	4,9	<3,0	<3,0	<3,0

Обобщенные данные мониторинга

На Рис. 6 представлены диаграммы максимальных концентраций γ -ГХЦГ и Σ ДДТ (нг/л) и их немонотонная пространственная и временная изменчивость в период мониторинга 1991–2013 гг., которые находятся в пределах величин:

- для γ -ГХЦГ 0,5–225 нг/л (воды устья р. Дунай, придонный горизонт) и 0,5–20 нг/л (воды Сухого лимана, поверхностный горизонт);
- для Σ ДДТ 3,0–1144 нг/л (воды устья р. Дунай, поверхностный горизонт) и 3,0–5,0 нг/л (воды Востопольской бухты, поверхностный горизонт) и 3,0–28 нг/л (воды п. Ялта, придонный горизонт).

Для данных загрязняющих веществ важными показателями оценки качества контролируемых вод могут служить и средние концентрации, несмотря на их низкие величины [4]. Средние концентрации γ -ГХЦГ и Σ ДДТ, рассчитанные по данным мониторинга представлены в Таблице 6. Загрязненность вод (Таблица 6.) для обоих показателей достаточно различна. Величины средних концентраций γ -ГХЦГ воды восточных районов мониторинга (от Бугского лимана до п. Ялта) немонотонно увеличиваются. При этом средние концентрации Σ ДДТ максимальны в водах дельты р. Дунай и в ее водотоках, но минимальны в водах района входного канала и очистных сооружений г. Ильичевск с последующим немонотонным повышением загрязнения до п. Ялта. Воды п. п. Анапы, Новороссийска, Геленджика, Туапсе и Сочи загрязнены в значительно меньшей степени, чем воды Украины. Например, в периоды 1993–1995 гг. и 2000–2004 гг. γ -ГХЦГ и Σ ДДТ наблюдались в водах Сочи в 1993 г. (γ -ГХЦГ – 1 и 2 нг/л) и (Σ ДДТ 1 и 16 нг/л) соответственно средние и максимальные значения. Остальные значимые в эти периоды времени величины средних и максимальных концентраций приведены ниже:

- 1993 г., п. Туапсе: 1 и 9 нг/л Σ ДДТ;
- 1994 г., п. Сочи: 0 и 19 нг/л Σ ДДТ;

- 2003 г., п. Сочи: 0 и 37 нг/л γ -ГХЦГ;
- 2004 г., п. Туапсе: 0 и 3,2 нг/л γ -ГХЦГ;
- 2004 г., п. Сочи: 3 и 3,6 нг/л γ -ГХЦГ;
- 2004 г., п. Анапа: 0 и 3,5 нг/л γ -ГХЦГ.

Повышенное содержание пестицидов в морских водах у Крыма, можно полагать, вызывается влиянием вод с севера (например, воды р. Днепр через Северо-Крымский канал), в которых содержание γ -ГХЦГ и Σ ДДТ достигало концентраций соответственно 9,0–4,0 нг/л и 48–47 нг/л (Таблицы 2. и 4.). В Таблице 7. представлены результаты исследований, публикуемые впервые, по содержанию данных пестицидов в водах хозяйственно-питьевого назначения в ряде городов Крыма, которые могут подтверждать справедливость высказанных выше предположений.

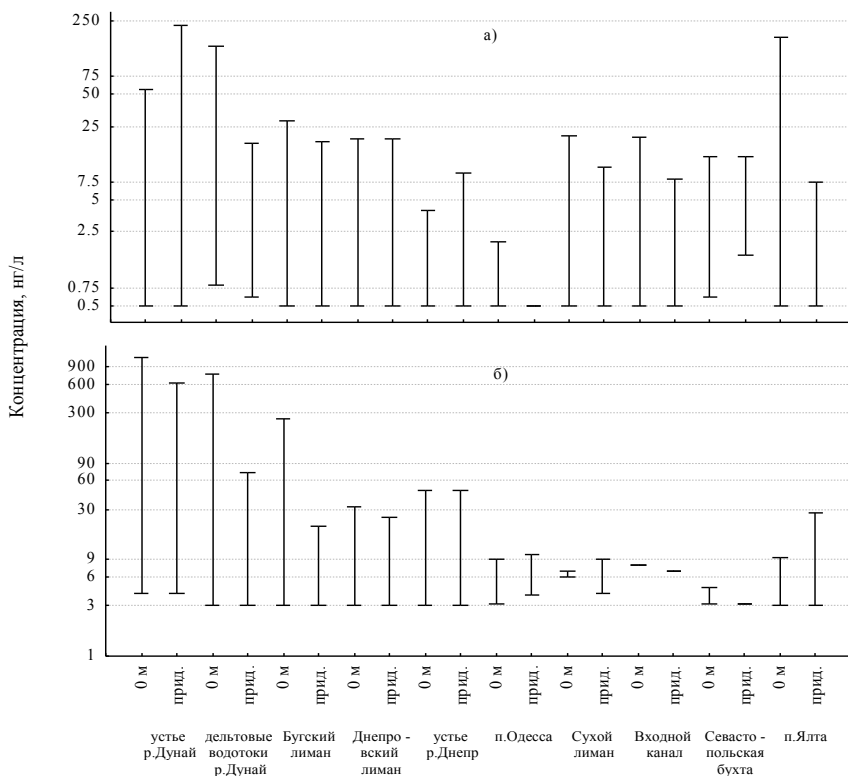


Рис. 6. Диапазоны концентраций пестицидов в прибрежных водах Черного моря в 1991–2013 гг. на поверхностном и придонном горизонтах: а) γ -ГХЦГ; б) Σ ДДТ.

Таблица 6.

Значения средних концентраций γ -ГХЦГ и Σ ДДТ (нг/л) в исследованных пробах вод мониторинга в период 1996 – 2013 гг.

Район мониторинга	Кол-во проб	Кол-во лет	Концентрация, нг/л			
			γ -ГХЦГ		Σ ДДТ	
			пов.	прид.	пов.	прид.
Дельта р. Дунай	1390	18	0,003	0,001	3,002	0,978
Дельтовые водотоки	1279	15	0,004	0,004	0,830	0,959
Сухой лиман	2344	18	0,003	0,002	0,004	0,010
Входной канал	940	18	0,004	0,004	0,003	0,003
п. Одесса	764	18	0,002	0,002	0,031	0,033
Бугский лиман	1331	17	0,008	0,007	0,359	0,034
р. Днепр	258	15	0,025	0,020	0,272	0,160
Днепровский лиман	788	15	0,009	0,007	0,088	0,076
Севастопольская бухта	100	8	0,156	0,080	0,090	0,025
п. Ялта	454	18	0,011	0,009	0,036	0,059

Таблица 7.

Загрязнение вод пестицидами γ -ГХЦГ и Σ ДДТ в Крыму

Объект исследования	Период исследования	Пестициды, нг/л	
		γ -ГХЦГ	Σ ДДТ
Ялта			
Водохранилище «Загорское»	IX.1999 г.	0,6	0
Водохранилище «Счастлиное»	IX.1999 г.	0,9	<3
Выпуск сточных вод на город	IX.1999 г.	0,5	0
Симферополь			
Водохранилище города	IX.1999 г.	3,9	<3
Водохранилище «Аянское»	IX.1999 г.	1,0	0
Водохранилище «Партизанское»	IX.1999 г.	0,6	0
Водохранилище «Межгорное»	IX.1999 г.	1,6	<3
Водохранилище «Межгорное»	VII.2003 г.	<0,5	0
Алушта			
Водохранилище «Изобильное»	IX.1999 г.	0,9	<3
Водохранилище «Изобильное»	X.2002 г.	1,9	0
Очистные сооружения	IX.1999 г.	0,6	<3
Евпатория			
оз. Донузлав	IX.1999 г.	19,0	<3
Фоновая станция	IX.1999 г.	9,3	<3
Выпуск КОС «Новоозерное»	IX.1999 г.	7,7	<3
Глубоководный выпуск (пов.)	IX.1999 г.	10,2	<3
Глубоководный выпуск (дно)	IX.1999 г.	10,6	<3

Выводы

1. Оценены немонотонности пространственно-временной изменчивости годовых максимальных концентраций γ -ГХЦГ и Σ ДДТ в водах изученных районов Черного моря (устье р. Дунай, дельтовые водотоки р. Дунай, п. Одесса, Сухой лиман, район входного канала и очистных сооружений г. Ильичевск, устье р. Ю. Буг, Бугский лиман, Днепровский лиман, р. Днепр, Севастопольская бухта и п. Ялта), при этом немонотонная пространственно-временная изменчивость колебалась в пределах: γ -ГХЦГ (0–0,5–225 нг/л) и Σ ДДТ (0–3,0–1144 нг/л).
2. Средние концентрации γ -ГХЦГ возрастали в водах районов в направлении с запада на восток (от устья р. Дунай до Севастопольской бухты) соответственно от 0,003 (поверхностный горизонт) и 0,001 нг/л (придонный горизонт) до 0,156 (поверхностный горизонт) и 0,080 нг/л (придонный горизонт).
3. Максимальные годовые и средние концентрации Σ ДДТ уменьшались с запада на восток, соответственно от 1144 и 612 нг/л до 9,6 и 28 нг/л (максимальная), от 3,002 и 0,978 нг/л до 0,036 и 0,059 нг/л (средняя).
4. Загрязняющие вещества пестициды γ -ГХЦГ и Σ ДДТ, содержащиеся в настоящее время в морских водах у берегов Крыма, являются приоритетными при оценках величин индексов загрязнения вод (ИЗВ) Черного и Азовского морей [7], при концентрациях $\geq 0,5$ нг/л для γ -ГХЦГ и ≥ 3 нг/л для Σ ДДТ.
5. Необходимо исследовать природу источников поступления γ -ГХЦГ и Σ ДДТ в морские воды у берегов Крыма.

Авторы выражают благодарность за профессиональное выполнение сложнейшего регионального мониторинга за загрязнением γ -ГХЦГ и Σ ДДТ, поскольку эти вещества содержатся в нанограммовых количествах и имеют высокую токсичность (ПДК=0), специалистам Крутько О.Ф., Беловой В.В. – ДГМО; Гордиенко В.А. – ГМБ «Ильичевск»; Разуваевой И.В., Кошевым А.В. – ГМЦ ЧАМ; Сотниковой А.Н., Бегляровой И.Ю., Колесниковой Е.Ю., Никулиной И.Г. – НЦГМ; Протащик Л.А., Маринкевич Т.В., Брайко О.И. – МГ «Ялта», а также выражают благодарность инженеру I категории Юлии Владимировне Вакиной за инженерно-технический вклад в эту работу.

Organochlorine pesticides in northern coastal waters of the Black Sea

Ryabinin A.I., Klimenko N.P., Bobrova S.A.

The generalized results of monitoring of pollution of northern coastal waters of the Black Sea (from the mouth of the Danube River to waters of port of Yalta) by pesticides γ -ГХЦГ and Σ DDT which is carried out in 1991–2013 are presented. Also studied empirical regularities nonmonotonic spatio-temporal variability of the concentration of these pollutants. In separate years the pollution by these substances was extremely high, creating an environmental hazard to the marine environment. The conclusion is drawn on need of carrying out continuous monitoring of pollution γ -ГХЦГ and Σ DDT in coastal waters of the Crimea.

Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР // Том IV. Черное море. Вып. 3. Современное состояние загрязнения вод Черного моря / Под редакцией А.И.Симонова, А.И.Рябинина. – Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика, 1996. – 230 с.

2. Ежегодник качества морских вод по гидрохимическим показателям. Черное море. – Севастополь: Гидрометфонд СОГОИН; – Киев: Архив ЦГА; за 1991 г. – 410 с.; за 1992 г. – 359 с.; за 1993 г. – 350 с.; за 1994 г. – 332 с.; за 1995 г. – 308 с.; за 1996 г. – 201 с.; за 1997 г. – 196 с.; за 1998 г. – 143 с.; за 1999 г. – 2000. – 159 с.; за 2001 г. – 175 с.; за 2002 г. – 125 с.; за 2003 г. – 132 с.; за 2004 г. – 146 с.; за 2005 г. – 137 с.; за 2006 г. – 146 с.; за 2007 г. – 151 с.; за 2008 г. – 150 с.; за 2009 г. – 135 с.; за 2010 г. – 127 с.; за 2011 г. – 119 с.; за 2012 г. – 123 с.; за 2013 г. – 120 с.

3. Ильин Ю.П., Рябинин А.И., Мальченко Ю.А. и др. Состояние загрязнения атмосферных осадков г. Севастополя в 1997 – 2006 гг. Труды УкрНИГМИ. – 2006. – Вып. 255. – с. 165 – 183.

4. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. – М.: – Минрыбхоз СССР. – Главрыбвод, 1990. – 46 с.

5. Практическая экология морских регионов Черного моря. Под ред. В.П.Кеонджяна, А.М.Кудина, Ю.В.Терехина. – Киев: Наук. думка, 1990. – 252 с.

6. Руководство по химическому анализу морских вод. РД 52.10.243–92. Под ред. С.Г. Орадовского. – С.-Пб.: Гидрометеоиздат. – 1993. – 246 с.

7. Рябинин А.И., Шibaева С.А. Современный гидрохимический режим и загрязнение Азовского моря. – Киев: «Феникс», 2012 г. – 424 с.

8. Сборник «Качество морских вод по гидрохимическим показателям». «Ежегодник» за 1993 г. – 1994, 2006. – 2010 – Обнинск,; 1996 г., 2002 С. Петербург: Гидрометеоздат; 2003 г. – 2005. М.; Метеоагентство Росгидромета; за 1993 г. – 1995. – 230 с.; за 1996 г. – 1997, 2003. – 112 с.; за. – 2002 г. – 128 с.; за 2004 г. – 202с.; за 2005. – 166 с.; за 2006 г. – 143 с.; за 2007 г. – 199 с.; за 2008 г. – 191 с.; за 2009 г. – 173 с. за 2010 г. – 196 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В АНТРОПОГЕННОЙ ЗОНЕ ШЕЛЬФА ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА

*Рябинин А.И., Смирнова Л.Л., Мальченко Ю.А., Данилова Е.А.,
Еркушов В.Ю., Богославец В.В.*

В донных отложениях у глубоководных выпусков сточных вод изучены много-элементный химический состав (Na, K, Ca, Mg, Cl, Br, I, Rb, Fe, Ni, Zn, Mn, Cu, Ba, Cr, Cd, Pb, Ag, Au, Mo, Co, Hg, Sr, Sb, As, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Lu, Th, U, Hf, Se, Cs, Ta, Yb) и микрофитобентос донных отложений. Впервые в донных отложениях Южного берега Крыма проведено количественное определение элементов Mg, J, Sm, Lu, Nd, Yb, Se. Установлено, что сточные воды являются источником загрязнения донных отложений тяжелыми металлами Ni, Cd, Cr, Ba, Sr и Yb. Отмечена концентрационная функция бентосных нитчатых цианобактерий по отношению к редкоземельным элементам Sc, La, Ce, Yb. После отмирания этих микроводорослей, накопленные ими токсичные и редкоземельные элементы надолго остаются на участках морского дна и создают ареал вторичного загрязнения морской среды.

Введение

Комплексное исследование пространственно-временной изменчивости химического элементного состава (40 элементов), суммарной α - и β -активности и состава микробиоты (микримицеты, микроводоросли) в атмосферных выпадениях на водную поверхность г. Севастополь и в морских аэрозолях [4, 18] позволило впервые выявить взаимозависимость этих показателей в процессе их сезонной изменчивости.

Изучение взаимовлияния химико-радиационных и микробиологических объектов в морских экосистемах и биосфере прибрежных районов является важным направлением для общей химико-биологической океанографии, отражающей постоянную изменчивость комплекса абиотических факторов и разнообразия живого вещества, особенно на границах раздела морская поверхность – атмосферные выпадения [18, 26], и донные отложения – придонные слои воды. Изучение указанных процессов в поверхностном слое донных отложений шельфов морей, находящихся в зонах антропогенного воздействия, в том числе на шельфе Южного берега Крыма (ЮБК), который длительное время загрязняется недоочищенными сточными водами [3, 19], крайне важно для экологии моря.

В 2002–2007 гг. на шельфе у ЮБК в районах расположения глубоководных выпусков сточных вод после канализационных очистных станций (КОС) г. Ялта и поселков городского типа (пгт) Гурзуф и Симеиз проводился мониторинг полей концентраций комплекса из 28 химических эле-

ментов с применением ядерно-физических методов анализа. Полученные результаты позволили установить, что исследованные акватории загрязнены химическими элементами, в том числе тяжелыми металлами, которые в результате физико-химической трансформации оседают, накапливаются и загрязняют донные отложения [14, 17].

В 2011–2012 гг. выполнялись исследования проб донных отложений, отобранных на шельфе ЮБК у г. Алушта в зонах глубоководных выпусков сточных вод КОС «Алушта» (глубина 40 м) и КОС «Утес» (глубина 73 м) [16]. Для оценки влияния этих глубоководных выпусков на химический состав донных отложений в качестве фоновых значений были приняты концентрации Na, K, Ca, Cl, Br, Cr, Mn, Co, Fe, Ni, Cu, Zn, Mo, Cd, Sb, Hg, As, Ba, Sc, Sr, La, Ce, Eu, Tb, Cs, Ag, Au, Hf, Ta, Th, U, полученные при экологическом мониторинге донных отложений шельфа ЮБК в 1990 г. [12–14, 17].

Цель проведенных исследований:

1. Изучение многоэлементного химического состава и его пространственной изменчивости в поверхностном слое донных отложений шельфа моря у ЮБК в зонах антропогенного воздействия для оценки степени химического загрязнения.
2. Выявить химические элементы-аналоги и элементы 4f-группы, рассчитать отношения их концентраций. Оценить пространственную изменчивость этих отношений для определения наличия геохимического сдвига.
3. Определить наличие изотопной изменчивости внутри немонаоизотопных тяжелых элементов с близкими массами на примере Sb и Yb.
3. Определить величину суммарной α -, β -радиоактивности проб донных отложений, активность радионуклидов K^{40} , Rb^{87} , Th^{232} , U^{235} , Sm^{147} , Lu^{176} , U^{237} , La^{138} и пространственную изменчивость их концентраций.
4. Определить взаимосвязи химического состава донных отложений с доминирующими группами бентосных микроводорослей, развивающихся при долговременном воздействии сточных вод.

Методы и материалы

1. Отбор проб донных отложений и их подготовка к ядерно-физическим методам анализа.

Для отбора проб использовали грейферный пробоотборник Петерсона, который был смонтирован с 90-метровым тросом и испытан сотрудниками ЛХМ СОГОИН Ю.А. Мальченко и В.Ю. Еркушовым. Были отобраны по 2 пробы поверхностного слоя донных отложений в районах расположения оголовков глубоководных выпусков сточных вод на глубинах 73 м (КОС «Утес», пробы № 1 и № 2) и 40 м (КОС «Алушта», пробы № 3 и № 4). Пробы представлены однородной заиленной мелкодисперсной песчаной фракцией, проба № 4 дополнительно содержала раздробленные раковины моллюсков.

Отобранные пробы донных отложений были отфильтрованы через ядерный фильтр с диаметром пор 0,41–0,45 мкм для удаления поровых вод, затем высушены при температуре 105°C и измельчены до порошкообразного состояния в агатовой ступке. Затем пробы поступали на исследование ядерно-физическим методом для определения концентраций химических элементов.

2. Методы определения химических элементов в пробах донных отложений.

2.1. Многоэлементный нейтронно-активационный анализ.

Нейтронно-активационный анализ проб проводился в Лаборатории активационного анализа Института ядерной физики АН Республики Узбекистан с применением ядерного реактора с потоком тепловых нейтронов $\sim 2 \cdot 10^{19}$ нейтрон·см⁻². Тестирование используемого метода выполнено на образцовом материале МАГАТЭ–336 (загрязненный морской осадок), который был предоставлен Морской экологической лабораторией (MESL) Международного Агентства по Атомной Энергии (МАГАТЭ). Результаты тестирования на примере ряда элементов представлены величинами средних концентраций из девяти параллельных определений тестируемого образца (G), среднеквадратичного отклонения (СКО), концентрации элемента в тестируемом образце (С) и статистической оценки ($Z_{12,5\%}$), которые даны в следующем порядке: элемент – G – СКО – С – $Z_{12,5\%}$), например [15];

K – 12,7 мг/г – 0,71 – 12,6 мг/г – 0,05; **Cs** – 4,8 мкг/г – 0,25 – 4,6 мкг/г – 0,34; **Ag** – 7,17 мкг/г – 0,35 – 8,41 мкг/г – 1,18; **Zn** – 1010 мкг/г – 50 – 977 мкг/г – 0,35; **Sc** – 7,38 мкг/г – 0,25 – 6,9 мкг/г – 0,55; **La** – 20,8 мкг/г – 0,92 – 19,3 мкг/г – 0,64; **Ce** – 41,3 мкг/г – 2,58 – 41,5 мкг/г – 0,04; **Sm** – 3 мкг/г – 0,2 – 3,5 мкг/г – 1,07; **Eu** – 0,9 мкг/г – 0,11 – 0,73 мкг/г – 1,81; **Hf** – 3,21 мкг/г – 0,35 – 2,96 мкг/г – 0,68; **As** – 22,5 мкг/г – 1,73 – 26,9 мкг/г – 1,23; **Sb** – 8,43 мкг/г – 0,39 – 8,33 мкг/г – 0,1; **Mn** – 306 мкг/г – 14 – 312 мкг/г – 0,15; **Cr** – 14,7 мкг/г – 1,01 – 15 мкг/г – 0,19.

Метод позволил определить в пробах донных отложений 38 химических элементов (Na, K, Ca, Mg, Cl, Br, I, Rb, Fe, Zn, Mn, Cu, Ba, Cr, Cd, Ag, Au, Mo, Co, Hg, As, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Lu, Tb, Ni, Sb, Th, U, Yb, Hf, Se, Cs, Ta), значения концентраций которых приведены в мкМ/г. Содержание Yb и Sb определялось по двум изотопам каждого элемента – Yb¹⁶⁸ и Yb¹⁷⁵, Sb¹²² и Sb¹²⁵ соответственно.

2.2. Рентгено-радиометрический анализ

Рентгено-радиометрическое определение Sr и Pb также было проведено в Лаборатории активационного анализа.

3. Измерение суммарной α -, β -радиоактивности и метод расчета величины активности природных радионуклидов в пробах.

3.1. Измерение суммарной α -, β -радиоактивности

Подготовленные пробы донных отложений сжигали при температуре 400°C. Радиометрические измерения проводились на α -, β -радиометре УМФ-2000 в сертифицированной лаборатории государственного предприятия «Севастопольский Водоканал». Величину радиоактивности (Бк/г) определяли по формуле [16]:

$$m \cdot n_1 / M \cdot m_1 \cdot K$$

где: M – масса натуральной пробы, г; m_1 – масса навески пробы, г; m – масса пробы после сжигания, г; n_1 – скорость счета пробы без фона; K – коэффициент зависимости от массы m_1 для радиометра (при $m_1 = 0,3$ г, $K = 0,137$).

3.2. Метод расчета удельной активности K^{40} , Rb^{87} , Th^{232} , U^{235} , Sm^{147} , Lu^{176} , U^{237} , La^{138} .

Величину удельной активности (Бк/г) и содержание природных радионуклидов в пробах донных отложений рассчитывали с учетом доли изотопа, периода его полураспада и фактического содержания суммы изотопов [5].

4. Органический углерод ($C_{орг}$).

Органический углерод $C_{орг}$ определяли модифицированным спектрофотометрическим методом [11].

5. Микробиологические методы

5.1. Разнообразие бентосных микроводорослей изучали методом микрокопирования с использованием светового микроскопа.

5.2. Культивирование микроводорослей проводили на микробиологических средах Гольдберга, Уолна и Громова [21], приготовленных на стерильной морской воде.

5.3. Таксономическую принадлежность микроводорослей определяли по морфологическим признакам и способам размножения с использованием определителей [2, 8, 21] и специальных альгологических сайтов.

6. Уровень загрязнения донных отложений тяжелыми металлами

Оценку загрязнения донных отложений тяжелыми металлами проводили по допустимым уровням их концентраций согласно «голландским листам» [24].

Результаты и их обсуждение

1. Химический элементный состав донных отложений.

Результаты анализа и фоновые концентрации химических элементов в донных отложениях шельфа ЮБК, выполненные с использованием этого же метода, приведены в Таблицах 1 и 2.

Таблица 1.

Макроэлементы, тяжелые металлы и токсичные элементы в донных отложениях

№	Элемент	Концентрация химических элементов, мкМ/г					
		КОС «Утес»		КОС «Алушта»		Фоновое содержание по [12,14]	«Голландские листы» *
		Проба № 1	Проба № 2	Проба № 3	Проба № 4		
Макроэлементы							
1	Na	622	535	404	448	374–2662	–
2	K	627	573	310	299	1000–1238	–
3	Ca	339	1140	2894	2994	921–5786	–
4	Mg	1041	1000	638	745	–	–
5	Cl	277	212	145	200	42–629	–
6	Fe	781	736	693	637	663–698	–
Тяжелые металлы и токсичные элементы							
7	Cr	1,84	1,73	1,13	1,31	0,02–0,85	1,923
8	Mn	5,92	5,72	6,95	9,45	2,73–3,37	–
9	Co	0,273	0,253	0,261	0,248	0,079–0,212	–
10	Ni	7,07	6001	5,84	4,02	1,87–2,77	0,596
11	Cu	0,29	0,36	<0,016	0,079	1,68–3,70	0,551
12	Zn	1,79	1,65	1,59	1,52	0,36–0,74	2,16
13	Mo	0,0497	0,047	0,0346	0,033	<0,104	0,104
14	Cd	<0,0089	<0,0089	<0,0089	<0,0089	<0,0089	0,0071
15	Sb	0,0136	0,0122	0,0080	0,0067	0,0008–0,0092	–
16	Hg	<0,0005	<0,0005	<0,0005	0,0012	0,0048	0,0015
17	Pb	0,116	0,116	0,116	0,116	–	0,41
18	As	0,127	0,144	0,211	0,196	0,067–0,307	0,987
19	Ba	3,20	2,50	5,24	3,76	0,73–2,90	1,456
20	Sr	3,53	3,50	10,00	19,30	3,30–10,50	–
21	Rb	2,11	1,93	0,98	1,14	1,64–2,57	–
22	Br	1,31	1,29	0,79	1,79	0,50–6,60	–
23	I	1,00	1,10	0,73	1,54	–	–

Примечание: * – допустимые уровни концентраций в донных отложениях.

В Таблице 1. представлены концентрации 23 элементов двух физико-химических подгрупп:

- макроэлементы, пределы изменения концентраций 2994–145 мкМ/г;
- тяжелые металлы и токсичные элементы, пределы изменения концентраций 7,07–<0,0005 мкМ/г.

Для шести макроэлементов отмечается пространственная изменчивость концентраций в донных отложениях не только между районами поступления сточных вод от КОС «Утес» и КОС «Алушта», но и мелкомасштабная, проявившаяся в период дрейфа пробоотборника по морскому дну при отборе каждой из проб. Для большинства макроэлементов (Ca, Cl, Na, Mg) характерна значительная изменчивость концентраций. В пробах донных отложений, отобранных у оголовков глубоководного выпуска КОС «Утес» (проба № 1) содержание всех макроэлементов, кроме Ca, максимальное. После КОС «Алушта» распределение макроэлементов в донных отложениях от оголовка выпуска более равномерное, с небольшим уменьшением концентраций K и Fe. В пробах № 1 и № 2 (глубоководный выпуск КОС «Утес») концентрации Co, Ba, Ni по величинам значительно различаются, что свидетельствует о пространственной изменчивости мелкого масштаба. В донных отложениях КОС «Алушта» такая изменчивость была характерной для большего количества элементов – Mn, Cu, Hg, Ba, Sr, Ni и Fe.

Сравнивая концентрации элементов в пробах № 1-4 с их фоновыми значениями на шельфе ЮБК, можно отметить, что содержание Fe, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, Ba и Sr (после КОС «Алушта») превышало максимальный предел их фона, а содержание K, Cu, Mo, Hg, Rb не достигало нижнего предела фоновых концентраций.

Сравнение концентраций тяжелых металлов с допустимым экологическим уровнем загрязненности грунтов по «голландским листам» показало, что бытовые сточные воды г. Алушта загрязняют донные отложения тяжелыми металлами: Ni, превышение допустимого уровня (0,590 мкМ/г) в 10 раз; Cd, превышение допустимого уровня (0,0071 мкМ/г) в 1,2–1,3 раза; Cr, концентрация которого достигает экологического уровня (1,923 мкМ/г), и токсичным элементом Ba, содержание которого в 2,0–2,5 раза выше допустимого уровня (1,456 мкМ/г).

Таблица 2.

Содержание редкоземельных, благородных химических элементов и актинидов

№	Элемент	Концентрация химических элементов, мкМ/г				Фоновое содержание по [13,14,17]
		КОС «Утес»		КОС «Алушта»		
		Проба № 1	Проба № 2	Проба № 3	Проба № 4	
Редкоземельные элементы						
1	Sc	0,3980	0,3650	0,2360	0,2620	0,1050–0,4230
2	La	0,3120	0,2990	0,1860	0,2210	0,1220–0,2880
3	Ce	0,4850	0,4510	0,2830	0,3360	0,0260–0,2280
4	Nd	0,0910	0,1860	0,0690	0,2100	–
5	Sm	0,0360	0,0335	0,0230	0,0250	–
6	Eu	0,0086	0,0079	0,0054	0,0066	0,0020–0,0057
7	Tb	0,0056	0,0049	0,0035	0,0040	0,0020–0,0025
8	Yb	0,0130	0,0125	0,0086	0,0120	–
9	Lu	0,0019	0,0018	0,0014	0,0017	–
Рассеянные элементы						
10	Cs	0,0673	0,0820	0,0445	0,0532	0,0068–0,0460
11	Se	0,0100	0,0035	<0,0013	<0,0013	–
12	Hf	0,0392	0,0371	0,0328	0,0440	0,0045–0,0270
13	Ta	0,0077	0,0077	0,0050	0,0061	0,0039–0,0060
Благородные элементы и актиниды						
14	Ag	<0,0009	<0,0009	<0,0009	<0,0009	<0,0351
15	Au	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$5,1 \cdot 10^{-6}$	$5,1 \cdot 10^{-6}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
16	Th	0,0770	0,0720	0,0453	0,0539	0,0039–0,0290
17	U	0,0316	0,0220	0,0150	0,0150	0,0042–0,3500

В Таблице 2 приведены концентрации 17 элементов представителей подгрупп:

- редкоземельных элементов (Sc, лантаниды);
- рассеянных элементов;
- благородных (Ag, Au) и актинидов (Th, U).

Сравнение концентраций редкоземельных элементов с величинам их фонового содержания в донных отложениях ЮБК показало, что содержание La (пробы № 1 и № 2), Ce и Tb (во всех пробах), Eu (пробы №№ 1, 2, 4) превышают значения их максимальных фоновых концентраций. Представленные данные расширяют информацию о возможных пределах величин концентраций этих элементов в поверхностном слое донных отложений шельфа ЮБК.

В подгруппе рассеянных элементов наблюдается пространственная изменчивость концентрации Cs во всех пробах. В районе выпуска КОС «Утес», в пробах №1 и №2, отмечаются более высокие значения концентраций Cs, Se и Ta. Содержание Cs, Hf и Ta превышало величины их максимальных фоновых концентраций, а пределы изменчивости концентрации Se, который в донных отложениях определен впервые, составляют <0,0013–0,0100 мкМ/г (Таблица 2).

Подгруппа благородных элементов и актинидов. В отличие от Ag, содержание Au значительно изменялось в пространстве. Так, между пробами № 1 и № 2 концентрация Au отличалась в 5 раз, между пробами № 3 и № 4 – в 100 раз, а максимальная концентрация (проба № 4) превышала фоновое значение в 3 раза. Содержание актинидов Th во всех пробах превышало его максимальное фоновое значение, достигая 0,077 мкМ/г против фоновой концентрации 0,0290 мкМ/г (Табл. 2). В то же время содержание Th в пробах № 1 и № 2 превышало его содержание в донных отложениях района выпуска сточных вод КОС «Алушта», а пробы № 1 и № 4 содержали данный актинид в больших количествах по сравнению с пробами № 2 и № 3.

По результатам, приведенным в Таблицах 1 и 2, можно отметить высокую депонирующую способность заиленных донных отложений в районе глубоководного выпуска КОС «Утес». В этих отложениях содержание большинства изученных элементов: Na, K, Rb, Cr, Fe, Cu, Mo, Sb, Sm, Ce, Se, Tb, Th, Sc, Ta, Eu, La, U – в 1,5–4,0 раза выше, чем в районе глубоководного выпуска сточных вод КОС «Алушта». Только группа элементов Ag, Lu, Hg и Pb отличается низкими величинами концентраций и равномерным распределением в донных отложениях, находящихся под влиянием глубоководных выпусков как КОС «Алушта», так и КОС «Утес».

Пространственная изменчивость химического состава донных отложений просматривается также на изменчивости величин отношений концентраций элементов-аналогов: Na и K, Sr и Ba, Br и J, As и Sb, и элементов-лантанидов La и Ce, Ce и Nd, Tb и Yb (Таблица 3).

Таблица 3.

Отношения молярных концентраций химических элементов-аналогов и лантанидов в исследованных пробах и литосфере

Номер пробы	Отношение концентраций химических элементов						
	Na/K	Sr/Ba	Br/J	As/Sb	La/Ce	Ce/Nd	Tb/Yb
1	0,99	1,10	1,33	9,35	0,64	5,40	0,43
2	0,93	1,40	1,16	11,80	0,66	2,40	0,40
3	1,30	1,90	1,10	26,40	0,66	4,10	0,40
4	1,50	5,10	1,16	29,25	0,66	1,60	0,34
Литосфера [10]	1,70	0,50	8,30	5,50	0,42	1,91	14,20

Значения данных Таблицы 3. показывают, что пространственная изменчивость в донных отложениях зон выпуска КОС «Утес» наблюдается для Sr/Ba, As/Sb, Ce/Nd, а КОС «Алушта» – для Na/K, Sr/Ba, As/Sb, Ce/Nd, Tb/Yb. В донных отложениях проявляются значительные аналоговые сдвиги в результате преобладающего накопления Sr, As и Вг, особенно в зонах выпуска КОС «Алушта». При сравнении полученных значений с величинами отношений концентраций этих элементов в литосфере приблизительное сходство наблюдается только для макроэлементов Na/K и лантанидов La/Ce. Значительные отклонения найдены для соотношения Tb/Yb – в результате возрастания содержания Yb в донных отложениях в районах поступления сточных вод оно уменьшается в 30–40 раз.

Наряду с пространственной изменчивостью концентраций элементов – химических аналогов (Таблица 3.) выполнено исследование наличия изотопной изменчивости внутри немоноизотопных тяжелых элементов с близкими массами, которое стало возможным благодаря использованию изотопного нейтронно-активационного анализа. На примере элементов Sb и Yb было проведено измерение их концентраций по двум изотопам каждого из элементов: Sb^{122} и Sb^{125} ; Yb^{168} и Yb^{175} с применением аналитических γ -квантов соответственно энергией 564 кэВ и 1690 кэВ у Sb^{122} и Sb^{125} и энергией 396 кэВ и 198 кэВ у Yb^{168} и Yb^{175} . Результаты измерения концентраций представлены в Таблице 4.

Из данных Таблицы 4. видно, что колебание концентраций элементов, определенных по двум аналитическим изотопам, не превышало 2–10 % для Sb и 3–17 % для Yb, что является доказательством практического отсутствия изотопного сдвига для микроэлементов в донных отложениях и точности полученных результатов при использовании методики нейтронно-активационного анализа немоноизотопных элементов (Sb – двухизотопный и Yb – семиизотопный элемент).

Таблица 4.

Результаты определения концентраций Sb и Yb по радиоактивным изотопам Sb^{122} и Sb^{125} , Yb^{168} и Yb^{175}

Элемент	$Sb^{121,74}$							
	КОС «Утес»				КОС «Алушта»			
	Проба № 1		Проба № 2		Проба № 3		Проба № 4	
Радиоактивный изотоп; энергия, кэВ	Sb^{122} , 564	Sb^{125} , 1690	Sb^{122} , 564	Sb^{125} , 1690	Sb^{122} , 564	Sb^{125} , 1690	Sb^{122} , 564	Sb^{125} , 1690
Средняя концентрация, мкМ/г	0,0122	0,0133	0,0104	0,0108	0,0069	0,0076	0,0077	0,0068
Проценты	100	109 $\Delta = 9$	100	104 $\Delta = 4$	100	110 $\Delta = 9$	100 $\Delta = 2$	98

Элемент	Yb ^{173,04}							
	КОС «Утес»				КОС «Алушта»			
	Проба № 1		Проба № 2		Проба № 3		Проба № 4	
Радиоактивный изотоп; энергия, кэВ	Yb ¹⁷⁵ , 198	Yb ¹⁶⁸ , 396	Yb ¹⁷⁵ , 198	Yb ¹⁶⁸ , 396	Yb ¹⁷⁵ , 198	Yb ¹⁶⁸ , 396	Yb ¹⁷⁵ , 198	Yb ¹⁶⁸ , 396
Средняя концентрация, мкМ/г	0,0129	0,0121	0,0129	0,0140	0,0087	0,0102	0,0123	0,0119
Проценты	100 Δ = 6	94	100	108,5 Δ = 9	100	117 Δ = 17	100 Δ = 3	97

2. Радиационный состав морских донных отложений.

Природная α-, β-радиоактивность донных отложений, отобранных в районах выпусков КОС г. Алушта, измеренная радиометрическим методом после прокаливании исследуемых проб при T = 400°C и рассчитанная по активности содержащихся в них изотопов K⁴⁰, Rb⁸⁷, Th²³², U²³⁵, U²³⁸, La¹³⁸, Sm¹⁴⁷, Lu¹⁷⁶ представлена в Таблице 5.

Таблица 5.

Суммарная α-, β-радиоактивность и активности природных радионуклидов в пробах донных отложений (Бк/г)

Изотопы	Радиоактивность изотопа			
	КОС «Утес»		КОС «Алушта»	
	Проба № 1	Проба № 2	Проба № 3	Проба № 4
K ⁴⁰	0,759	0,694	0,375	0,362
Rb ⁸⁷	0,165	0,151	0,0713	0,0892
La ¹³⁸	0,0000136	0,000035	0,000022	0,00026
Sm ¹⁴⁷	0,000692	0,000641	0,000419	0,000473
Lu ¹⁷⁶	0,000027	0,000026	0,000020	0,000024
Th ²³²	0,0726	0,0678	0,0426	0,0507
U ²³⁵	0,1533	0,1552	0,1616	0,0861
U ²³⁸	0,0548	0,0581	0,0387	0,0404
Сумма удельной активности изотопов (ΣK ⁴⁰ - U ²³⁷)	1,205	1,1268	0,3085	0,6389
Измеренная α-, β-радиоактивность (Σα-, β-радиоактивности)	0,483	0,453	0,3085	0,207
ΣK ⁴⁰ - U ²³⁷ / Σα-, β-радиоактивности	2,5	2,5	2,25	3,1

Данные Таблицы 5. свидетельствуют о пространственной изменчивости величины природной α -, β -радиоактивности, определенной двумя различными методами. Следует отметить уменьшение радиоактивности проб донных отложений после предварительного их прокаливания при $T = 400^{\circ}\text{C}$. Прокаливание, по данным Таблицы 5., вызвало ее уменьшение в 2,2–3,1 раза, что, возможно, связано с удалением в атмосферу части радиоактивных изотопов совместно с CO_2 и органическим летучим веществом в процессе прокаливания.

С бытовыми сточными водами в придонный слой морской воды поступает растворенное и взвешенное органическое вещество (ОВ). Оно оседает на морское дно и в процессе жизнедеятельности бентосных организмов трансформируется, обедняется азотом и откладывается в виде различных соединений углерода и труднорастворимого гумуса [20, 23, 25]. Содержание $C_{\text{орг}}$ в исследованных донных отложениях приведено в Таблице 6.

Таблица 6.

Содержание $C_{\text{орг}}$ в донных отложениях в районах глубоководных выпусков сточных вод и микроводоросли донных биоценозов

Источник сточных вод	Тип донного осадка	$C_{\text{орг}}$, %	Доминирующие группы микроводорослей
КОС «Утес»	Заиленный песчано-глинистый	6,2–3,6	Нитчатые цианобактерии, представители родов <i>Phormidium</i> , <i>Lyngbya</i> , <i>Oscillatoria</i>
КОС «Алушта»	Заиленный песчано-карбонатный с ракушняком	1,6–0,8	Коккоидные цианобактерии – представители родов <i>Microcystis</i> , <i>Hyella</i> , диатомовые и желто-зеленые микроводоросли

Известно [25], что высокомолекулярный и полифункциональный состав ОВ в донных отложениях способствует образованию устойчивых комплексных соединений с тяжелыми металлами, их депонированию и, возможно, снижению токсического действия на бентосные организмы.

3. Микроводоросли в донных отложениях.

Микробиологические исследования показали, что в донных отложениях развивается фотоавтотрофная микробиота, которая представлена диатомовыми и нитчатыми желто-зелеными микроводорослями, коккоидными и нитчатыми цианобактериями (Таблица 6, Рис. 1).

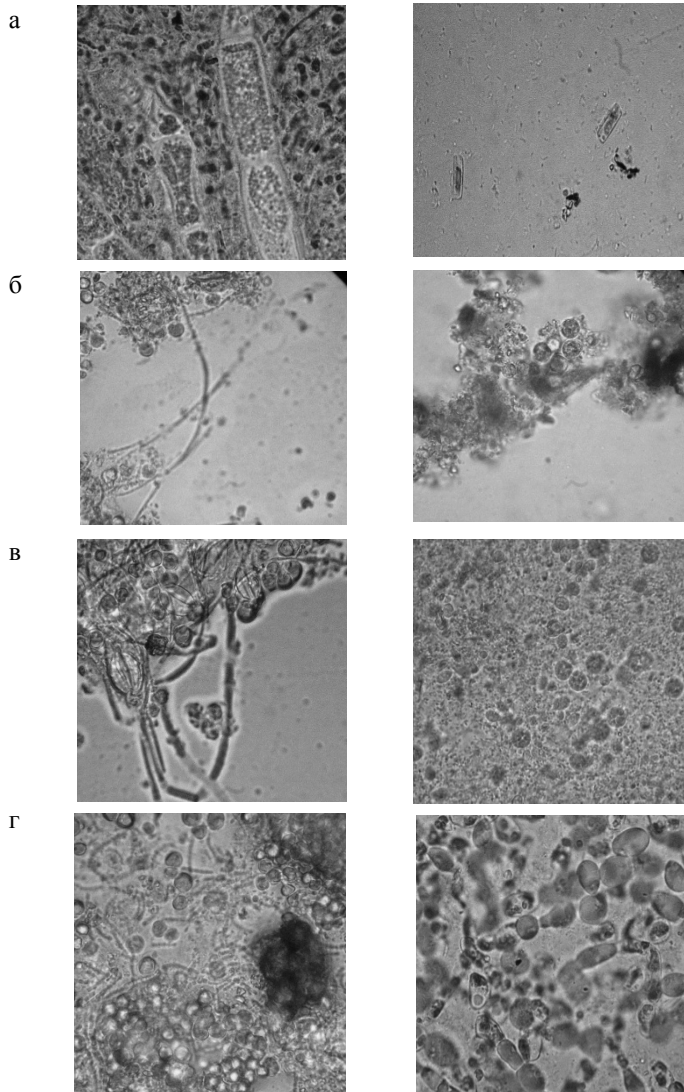


Рис. 1. Сообщества микроводорослей в донных отложениях у оголовков глубоководных выпусков: первый ряд – КОС «Утес»; второй ряд – КОС «Алушта». Рост на средах: Громова (А), Уолна (Б), Гольдберга (В), увеличение x 600.

Следует отметить особенности структуры сообществ фотосинтезирующих микроорганизмов, обладающих высокой чувствительностью к уровню загрязнения исследованных донных отложений [1]. Под влиянием экологических условий среды в сообществах изменяется состав доминирующих групп микроводорослей. Исследованные биотопы, сформированные под влиянием глубоководных выпусков очищенных сточных вод, благоприятны для развития цианобактерий, или цианофитов (*cyanophyta*, *cyanoprokaryota*), которые можно отнести к руководящим формам биоценозов. Цианофиты являются фотоавтотрофными прокариотами (в клетке отсутствует ядро, генетический аппарат в виде нуклеотида находится в цитоплазме), осуществляют фотосинтез с выделением кислорода. Они обладают разнообразными адаптационными механизмами, что позволяет им развиваться в различных условиях окружающей среды [1, 2, 7] и служить маркерами интегральной оценки как природных, так и антропогенных воздействий на процессы, протекающие в морских донных биотопах.

4. Цианофиты и факторы окружающей среды.

Недостаточный уровень освещенности. В донных отложениях в зоне выпуска КОС «Утес» в условиях полиметаллического загрязнения доминируют цианофиты (Рис.1, верхний ряд, слайд Б). В основном это нитчатые формы – представители порядка *Oscillatoriales*, способные формировать устойчивую водорослевую пленку, которая служит опорой для формирующихся сообществ микроводорослей и обеспечивает прочное прикрепление к заиленному субстрату [9]. В порядок *Oscillatoriales* входят безгетероцистные формы, образующие многоклеточные нити или трихомы, окруженные слизистым защитным чехлом. Благодаря разнообразным светочувствительным пигментам (хлорофилл-*a*, каротиноиды, фикобилипротеины) они способны развиваться в условиях недостаточной освещенности [2], что характерно для этого биотопа, находящегося на глубине 73 м.

Повышенное содержание органического вещества (ОВ). Для исследуемых заиленных донных отложений, особенно в районе впуска КОС «Утес», характерно высокое содержание $C_{орг}$ (Табл. 6.). Одной из причин накопления ОВ является недостаточно глубокая очистка сточных вод на очистных сооружениях и низкая динамика придонных слоев воды в районе глубоководного выпуска. В недоочищенных бытовых сточных водах ОВ представлено азот- и серосодержащими соединениями [20], которые, в первую очередь, образуют устойчивые комплексы с Ni, Fe и Mo. Повышенное содержание этих металлов обнаружено в донных отложениях, находящихся под влиянием глубоководного выпуска КОС «Утес» (Таблица 1.).

Формирование морских донных осадков – сложный и длительный процесс, зависящий от рельефа и физических особенностей морского дна, адсорбционных и химических свойств оседающих компонентов и их трансформации микробиотой. Донные сапрофитные и гетеротрофные бактерии выполняют основную функцию в разрушении и трансформации органических и неорганических соединений, осадкообразовании и поддержании буферной емкости донных отложений [23]. Согласно Никитиной О.Г. [7], появление и развитие нитчатых цианобактерий, которые по функциональным особенностям относятся к пулу дополнительных редуцентов, свидетельствует о нарушении процесса самоочищения донных отложений основными деструкторами ОВ.

Проведенные нами химические и микробиологические исследования позволяют отметить, что в зоне выпуска КОС «Утес» в донных отложениях нарушено протекание естественных биогеохимических процессов. Индикатором таких нарушений является появление и развитие нитчатых цианобактерий (особенно морских бентосных цианофитов рода *Lyngbya*). Их росту способствует не только ОВ, но и поступление большего количества, по сравнению со сточными водами КОС «Алушта», биогенных и минеральных элементов Na, K, Cl, Br, Mg, Fe (Таблица 1), выполняющих важную роль в жизненных процессах цианофитов [6, 22, 23]. Впоследствии биомасса отмирающих цианопрокариотов служит дополнительным источником ОВ в донных отложениях зоны выпуска сточных вод КОС «Утес».

Редкоземельные и рассеянные элементы. Для донных отложений в районе выпуска КОС «Утес» характерно концентрирование разнообразных редкоземельных элементов (Таблица 2.). В этом биотопе их содержание в несколько раз выше, чем в донных отложениях у оголовка глубоководного выпуска КОС «Алушта», что можно связать с жизнедеятельностью нитчатых цианофитов. Известно [10], что эти микроводоросли способны накапливать редкоземельные элементы. Полученные нами результаты позволяют отметить, что концентрационная функция у нитчатых цианопрокариотов (порядок *Oscillatoriales*), доминирующих в биоценозах микроводорослей биотопов зоны выпуска КОС «Утес», наиболее выражена по отношению к Sc, La, Ce, Yb.

Макроэлементы. В донных отложениях у оголовка выпуска КОС «Алушта», при низких концентрациях токсичных тяжелых металлов и умеренном содержании ОВ, доминируют коккоидные формы микроводорослей, появляются диатомовые (Рис. 1, второй ряд). Донные отложения в этом районе относятся к карбонатному типу, для которого характерно повышенное содержание Ca, Sr и Ba (Таблица 1.), входящих в состав карбонатных пород. При изучении микроводорослей в пробах донных отложений

отмечен рост коккоидного цианофита рода *Hyella*, способного обитать на морских известняках (Рис. 1, второй ряд, слайд В). Известно, что крупные клеточные агрегаты с удлинёнными и грушеподобными клетками могут образовывать представители родов *Pleurocapsa* и *Hyella* [8]. Однако только для роста особей рода *Hyella* требуется известковый субстрат, такой, как раковины моллюсков, что характерно для донных отложений у оголовка глубоководного выпуска КОС «Алушта».

Таким образом, проведенные нами химические и микробиологические исследования позволяют отметить, что у оголовков глубоководных выпусков сточных вод образование осадочного комплекса, включающего редкоземельные и токсичные химические элементы, происходит под воздействием как физико-химических факторов среды, так и живой компоненты донных отложений – цианофитов. Причем микроводоросли и среда их обитания, с определенным комплексом химических элементов, являются взаимодействующими элементами экологической системы морских донных отложений.

Сточные воды после КОС г. Алушта являются источником загрязнения донных отложений тяжелыми металлами Ni, Cd, Cr, Ba, Sr, их концентрации превышают допустимый по «голландским листам» экологический уровень. В результате обменных процессов из донных отложений в водную толщу может поступать группа подвижных элементов – Cr, Fe, Zn, Ba, Sc, Ag, Sb, Au, Hg, что приводит к вторичному загрязнению морской среды.

Микроводоросли, как фототрофные организмы, являются первичным звеном многочисленных трофических цепей в сообществах бентоса и водной толще. Изучение доминирующих групп бентосных микроводорослей позволяет получить интегральную оценку результатов всех природных и антропогенных воздействий на процессы, протекающие в донных отложениях и придонных слоях морской среды. После отмирания цианофитов, накопленные ими химические элементы переходят в донные отложения, надолго остаются на этих участках дна и создают ареал вторичного загрязнения.

Предлагаемый подход позволяет не только определить уровень загрязнения донных отложений химическими элементами, присутствующими в недоочищенных сточных водах, но и изучать роль микроводорослей, особенно цианопрокариотов, в современном морском осадкообразовании.

Выводы

1. Изучен химический элементный состав и его пространственная изменчивость в донных отложениях шельфа ЮБК у г. Алушта с применением ядерно-физических методов анализа. В пробах определены концентрации 40 элементов (Na, Mg, Cl, K, Ca, Br, Cu, Mn, As, Cr, Ba, Sr, Ni, Fe, Zn, Co, Pb, Sb, Se, Mo, Cd, Hg, I, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Rb, Cs, Hf, Ta, Ag, Au, Th, U), из которых концентрации 7 элементов Se, Mg, I, Nd, Yb, Lu, Sm определены впервые.

2. Выявлен ряд элементов-аналогов и 4f-элементов. Отношения их концентраций (Na/K, Sr/Ba, As/Sb, Ce/Nd, Tb/Yb, Br/J) имеют пространственную изменчивость, что свидетельствует об их значимой независимости в процессах миграции.

3. Результаты определения Sb и Yb по двум изотопам (Sb^{122} и Sb^{125} ; Yb^{168} и Yb^{175}) подтверждают отсутствие изотопного сдвига в комплексе изученных элементов и точность многоэлементного нейтронно-активационного анализа.

4. Рассчитанная сумма натуральной активности естественных радионуклидов (K^{40} , Rb^{87} , Th^{232} , U^{235} , Sm^{147} , Lu^{176} , U^{238} , La^{138}) превышала величину измеренной суммарной α -, β -радиоактивности в пробах донных отложений, освобожденных от органического вещества сжиганием при 400°C в 2,0–2,5 раза.

5. Пробы донных отложений в районах выпусков КОС «Утес» и КОС «Алушта» загрязнены Ni и Ba, а концентрации Cd и Cr были близки к допустимому экологическому уровню, указанному в «голландских листах».

6. Установлено нарушение естественных биогеохимических процессов в биотопах зоны глубоководного выпуска КОС «Утес». Появление и развитие осцилляториевых цианофитов свидетельствует о том, что антропогенная нагрузка превышает экологическую емкость донных отложений, приводит к заиливанию морского дна. В заиленных донных отложениях преобладают процессы депонирования токсичных элементов Ni, Cr, Zn, Fe, Mo, Sb, Se, Ta, La, U, которые могут быть источником вторичного загрязнения морской воды и лимитировать развитие бентосных организмов.

7. Установлено, что концентрационная функция нитчатых цианофитов (порядок *Oscillatoriales*) при долговременном воздействии сточных вод в районе глубоководного выпуска КОС «Утес» наиболее выражена по отношению к редкоземельным элементам Sc, La, Ce, Yb.

Investigation of bottom sediments in anthropogenic offshore of the southern coast of Crimea

Ryabinin A.I., Smyrnova L.L., Danilova E.A., Malchenko Y.A.,
Erkushov V.Y., Bogoslavets V.V.

The multi-element chemical composition (Na, K, Ca, Mg, Cl, Br, I, Rb, Fe, Zn, Mn, Cu, Ba, Cr, Cd, Pb, Ag, Au, Mo, Co, Hg, Sr, Sb, As, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Lu, Th, U, Y, Hf, Se, Cs, Ta, Yb) and microalgae in bottom sediments near of the deep-water releases issues of wastewater after purification (shelf zone) were studied. The quantitative determination of Mg, J, Sm, Lu, Nd, Rb, Se in the sediments were carried out at the first time there. It has been founded that wastewater is the pollution source of bottom sediments by heavy metals Ni, Cd, Cr, Ba and rare earth elements Sr and Yb. It was noted that filamentous cyanophyta (order *Oscillatoriales*) concentrated Sc, La, Ce, Yb. And after the death of cyanophyta the toxic Cu, As, Ba and Sr, Yb, which had been accumulated by these algae remain on the seabed habitat and create a range of secondary pollution of the marine environment.

Литература

1. Баринаова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: «Pilies Studio» Publishing House, 2006. 498 с.
2. Гусев М.В., Никитина К.А. Цианобактерии. М.: Наука, 1979, 228 с.
3. Егоров В.Н., Поликарпов Г.Г., Терещенко Н.Н., Стокозов Н.А., Мирзоева Н.Ю., Гулин С.Б., Артемов Ю.Г. Исследование и оценка загрязнения, ущерба и состояния экосистем на шельфе Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр., 2001, с. 111–127.
4. Лапшин В.Б., Матвеева И.С., Яблоков М.Ю., Игнатченко А.В. и др. Токсичность морских аэрозолей как новая геоэкологическая и медико-географическая проблема // Тр. ГОИН, 2005, вып.209, с. 407–421.
5. Натха С.В. Радиометрический, радиохимический и химический контроль. Учебное пособие. С.-Петербург: Изд-во ВМИИ, 2004, с. 213.
6. Никитина В.Н. Экология термофильных сине-зеленых водорослей // Экспериментальная альгология – Л.: Изд-во Ленинградского универ., 1977, с. 133–147.

7. Никитина О.Г., Максимов В.Н., Булгаков Н.Г., Никитин Н.Е. Биоэстимация – новый метод контроля процесса очищения воды и его сравнение с биоиндикацией // Водные ресурсы, 2009. Т. 36, № 4, с. 475–480.

8. Определитель бактерий Берджи // под ред. Дж. Хоулта, Н. Крига, П. Смита и др. М.: Мир, 1997, Т. 1, с. 389–390.

9. Орлеанский В.К., Колотилова Н.Н., Жегалло Е.А., Тембрел Е.И., Карпов Г.А., Брянская А.В. Морфологические структуры осцилляториевых водорослей Суанорphyta (суанороkaryota). Полевые и лабораторные наблюдения // Мат. II Всеросс. конф.: Водоросли: Проблемы таксономии, экологии и использование в мониторинге: (Сыктывкар, 5–9 октября 2009 г.). Сыктывкар: Ин-тут. биол. Коми НЦ УрО РАН, 2009, с. 346–351. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://ib.komisc.ru/add/conf/algo_2009/. Проверено сентябрь 2014 г.

10. Перельман А.И. Геохимия: Учебник для геолог. спец. вузов, 2-е изд. М.: Высшая школа, 1989, 528 с.

11. Поташова Л.И., Куприн П.Н., Фролова Л.В. Определение органического вещества в донных осадках // Методы исследования органического вещества в океане. М.: Наука, 1980, с. 50–56.

12. Рябинин А.И., Шибаета С.А., Данилова Е.А. Особенности распределения тяжелых металлов в донных отложениях северо-восточного региона Черного моря // Морской гидрофизический журн., 2011. № 1, с. 67–79.

13. Рябинин А.И., Шибаета С.А., Орадовский С.Г. Редкие элементы в донных отложениях северо-восточного региона Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр., 2003, вып. 8, с. 74–83.

14. Рябинин А.И., Шибаета С.А., Орадовский С.Г. Некоторые макро- и микроэлементы в донных отложениях северо-восточного региона Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр., 2004, вып. 10, с. 149–160.

15. Рябинин А.И., Шибаета С.А., Катунина Е.В., Еркушов В.Ю. Методики физико-химической подготовки проб для определения микроэлементов многоэлементным нейтронно-активационным методом в морских, атмосферных, хозяйственно-питьевых и сточных водах // Системы контроля окружающей среды. Средства, информационные технологии и мониторинг. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008, с. 378–383.

16. Рябинин А.И., Мальченко Ю.А., Еркушов В.Ю., Данилова Е.А., Богославец В.В. Химический и радиационный состав черноморских донных отложений зоны глубоководных выпусков сточных вод г. Алушты в 2011 г.

// Научн. конф. «Ломоносовские чтения» 2012. – Севастополь: Филиал МГУ им. М.В. Ломоносова в г. Севастополе, 2012, с. 61–62.

17. Рябинин А.И., Мальченко Ю.А., Салтыкова Л.В., Данилова Е.А., Боброва С.А. Изменчивость полей концентраций микроэлементов и стронция в морских водах у Южного берега Крыма в 2002–2007 годах // Морской гидрофизический журн., 2011, № 3, с. 43–56.

18. Рябинин А.И., Смирнова Л.Л., Мальченко Ю.А., Боброва С.А., Андреева Н.А., Данилова Е.А., Еркушов В.Ю. Состояние химико-микробиологического загрязнения биосферы региона Севастополя с атмосферными осадками и аэрозолями в период 2008–2010 гг. // Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – 2011, вип. 260, с. 208–234.

19. Смирнова Л.Л., Миронова Н.В. Интенсификация биологической доочистки сточных вод некоторыми видами плейстофитов // Водные ресурсы, 2004. т. 31, № 4, с. 509–512.

20. Смирнова Л.Л., Андреева Н.А., Аннинская И.Н. Трансформация микрофлорой азотсодержащих веществ в донных отложениях // Агроэкологічний журн., 2004, № 4, с. 16–20.

21. Топачевский А.В., Масюк Н.П. Пресноводные водоросли Украинской ССР. Киев: «Вища школа», 1984, с. 76–77.

22. Kuffner I.B, Paul VJ. Effects of nitrate, phosphate and iron on the growth of macroalgae and benthic cyanobacteria from Cocos Lagoon, Guam. // Mar. Ecol. Prog. Ser., 2001, 222, pp. 63–72.

23. Nagase H., Inthorn N., Miuamoto R. Use of photosynthetical organisms in biological purification // Jop.J. Toxicol. and Environ. Health, 1994, Vol. 40, № 6, pp. 479–485.

24. Neue Niederlandische Liste, Altlasten Spektrum 3/95 // PTS limits and levels of concern in the environment, food and human tissues, 3, pp. 29 – 32. [Электронный ресурс]. Режим доступа: www.amar.no/documents. Проверено сентябрь 2014 г.

25. Shine J., Wallace G. Chemical aspects of organic carbon and ecological stress in benthic ecosystems. // Technical Series, 1990, № 57, pp. 40–44.

26. Smyrnova L.L., Rjabinin A.I. Microbiological and Elemental Composition of Aerosols Falling on the Crimean Coast of the Black Sea. // Paleontological Journal, 2013, Vol. 47, No. 10, pp. 1–7.

КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД В ОРГАНИЗАЦИИ МОНИТОРИНГА ЗАГРЯЗНЕНИЯ МОРСКИХ ВОД В ПРИБРЕЖНЫХ АКВАТОРИЯХ СЕВАСТОПОЛЯ

Мезенцева И. В., Мальченко Ю. А.

Предложенная в работе сеть гидрохимических станций направлена на восстановление государственного фонового мониторинга в Севастопольском регионе и реализацию Бухарестской Конвенции о защите Черного моря от 04.02.1994 года. Акцент сделан на современную оценку содержания и пространственно-временные изменения загрязняющих веществ, таких как нефтяные углеводороды, фенолы, синтетические поверхностно-активные вещества, хлорорганические пестициды, полихлорированные бифенилы и металлы, обеспечит участие в региональном обмене данными по мониторингу загрязнения в соответствии с международной Программой Черноморской Комиссии BSIMAP.

Город Севастополь расположен в юго-западной части Крымского полуострова. Крайними точками являются: на севере – мыс Лукулл, на юге – мыс Сарыч, на западе – мыс Херсонес [1]. С запада и юга регион омывается водами Черного моря. В пределах региона – более 30 бухт, часть которых находится на севастопольском взморье (Рис. 1), другая часть входит в акваторию Севастопольской бухты. В рамках административного района общая площадь Большого Севастополя 107,96 тыс.га, из них 21,6 тыс.га – акватория бухт. Общая протяженность границ составляет 258 км, в том числе морских – 106 км.

Морские акватории Севастопольского региона постоянно подвержены интенсивному антропогенному воздействию как в результате активного хозяйственного, так и военного использования. Непосредственно в прибрежной зоне Севастополя расположены судостроительные и судоремонтные предприятия, предприятия пищевой промышленности, нефтебазы, ТЭЦ, предприятие «Крымвтормет», инфраструктуры военного, рыбного и грузопассажирского портов, воинские части. Прибрежная зона Севастопольского региона активно используется в рекреационных целях. Здесь функционирует значительное количество стационарных лечебно-оздоровительных учреждений, летних баз отдыха, пляжей. Таким образом, основными источниками загрязнения бухт считаются речные, ливневые, коммунальные и промышленные стоки, сельскохозяйственные сбросы дренажных вод, сбросы с базирующихся судов, портовых сооружений, сток р. Чёрная для Севастопольской бухты, загрязнение при рекреационном использовании прибрежно-морской зоны.



Рис. 1. Схема расположения бухт Севастопольского взморья.

Согласно [2], только за год с мелиорированных земель Севастопольского региона в среднем поступает 69 т азота, 23 т фосфора и более 800 кг хлорорганических пестицидов (ХОП).

По данным Госинспекции охраны Черного моря, в Севастопольском регионе среднегодовой объем сброса сточных вод составляет около 60 млн. м³. Механическую очистку проходят 73% сточных вод, полную биологическую очистку 13%, сбрасываются без очистки 14%. По данным Государственной инспекции охраны Черного и Азовского морей, на территории Севастополя расположен 31 комплекс аварийных, временных и постоянно действующих очистных сооружений общей проектной мощности 210 тыс.м³/сут., в том числе, 20 комплексов работают в режиме искусственной биологической очистки, 12 из них – с последующим сбросом очищенных сточных вод в водные объекты. Как показано в [3], ежегодный сброс сточных вод только в Севастопольскую бухту оценивается в 2 млн. м³, аварийные выпуски и ливневые стоки составляют еще около 1,5 млн. м³.

С водами р. Черная в бухту ежегодно поступает не менее 1000 т взвешенных веществ (ВВ), 52 т минерального азота и 6 т фосфора [4]. Систематическое исследование состава ливневых вод, поступающих в Севасто-

польскую бухту, не проводится. В Севастополе морской транспорт является городским, на маршрутах курсируют 22 катера и 3 парома. Более детально источники поступления загрязняющих веществ в акваторию Севастопольской бухты рассмотрены в [5].

В Стрелецкой бухте базируются корабли Черноморского флота, расположен 91-й судостроительный завод. На западном берегу бухты Круглой (б. Омега) расположен городской пляж с сопутствующей инфраструктурой. На базе бывшего всесоюзного санатория-профилактория «Омега» функционирует госпиталь Черноморского флота РФ. На восточном берегу находятся вертолётный завод, яхт-клуб и дикий пляж. В бухту выведен аварийный сток канализационных вод, который часто бывает причиной для закрытия пляжа по санитарно-эпидемиологическим показателям. На берегу Камышовой бухты расположены Севастопольский морской рыбный порт, нефтеналивное предприятие «Югторсан», очистные сооружения, цементный завод и самая мощная (255 МВт) котельная в Крыму. На берегу бухты Казачьей находится пляжная зона.

Особенностью Балаклавской бухты является её полузамкнутость и ограниченная связь с открытой частью Чёрного моря, что защищает бухту от сильных штормов. В настоящее время акватория Балаклавской бухты активно используется для яхтинга и стоянки маломерных судов. Конфигурация береговой черты разделяет бухту на две части – южную глубоководную, сообщающуюся с открытой частью моря, и северную мелководную, практически застойную часть, более загрязнённую, куда поступают антропогенные стоки. В значительной степени способствуют загрязнению акватории предприятия Балаклавского района Севастополя, расположенные на побережье, в том числе «Балаклавское рудоуправление» (1,1 млн. м³/год), объекты теплоэнергоснабжения и сбрасываемые ливневые хозяйственно-бытовые стоки Балаклавы (3,3 млн. м³/год). В Балаклаве отсутствует даже механическая очистка стоков и часть городской канализации из разрушенного "глубоководного" коллектора поступает в море у входа в бухту, привнося значительное количество биогенных веществ, тяжелых металлов, НУ и ХОП. Сельскохозяйственные стоки также служат источником загрязнения акватории. По данным СО ГОИН'а в почвах сельскохозяйственной зоны обнаружены гербициды, хлорорганические (линдан, ДДТ и др.) и фосфорорганические (фосфамид) пестициды. Большой ущерб морской среде наносят расположенные в водосборной зоне свалки не утилизированных твердых промышленных и бытовых отходов, таких как пластмассы, асфальтобетон, металлолом, промышленная ветошь, лакокрасочные вещества.

Уровень загрязнения Севастопольского взморья так же находится под сильным влиянием эвтрофированных вод Каламитского залива [7].

Методы и материалы

Основные принципы организации системы фонового мониторинга до настоящего времени сводятся к наблюдениям за качеством морских вод (на стандартных горизонтах отбора проб), верхнего слоя донных отложений и биотической компоненты на станциях Государственной службы наблюдения и контроля (ГСН). По частоте и составу наблюдений станции ГСН разделяются на три категории:

Станции I категории (единичные контрольные станции) предназначены для оперативного контроля уровня загрязнения в районах моря, постоянно подверженных интенсивному антропогенному воздействию. Станции II категории служат для получения систематической информации о загрязнении и аэрации морских и устьевых вод, изучения сезонной и межгодовой изменчивости контролируемых параметров, их поступлении и удалении из морских экосистем. Наблюдения проводятся по полной программе один раз в месяц. Станции III категории располагаются в районах с минимальным техногенным влиянием и предназначены для получения систематической информации о фоновом состоянии морской среды, уровнях загрязнения и аэрации вод с целью изучения их сезонной и межгодовой изменчивости, а также для определения элементов баланса химических показателей. Наблюдения выполняются по полной программе один раз в сезон. Местоположение станций отбора проб должно обеспечивать репрезентативность данных фонового состояния наблюдаемой акватории.

В состав наблюдений полной программы входит определение элементов гидрометеорологического режима – солёности воды, температуры воды и воздуха, скорости и направления течений и ветра, прозрачности и цветности воды, стандартных показателей морской среды – концентрации растворенного в воде кислорода, нитритного, нитратного, аммонийного и общего азота, фосфатного и общего фосфора, кремния, ионов водорода, щелочности, а также содержания загрязняющих веществ (ЗВ) – концентрации НУ, СПАВ, фенолов, ХОП и *полихлорированных бифенилов* (ПХБ), тяжелых металлов и специфических для данного района ЗВ. Все аналитические работы строго регламентированы утвержденными к использованию в системе Росгидромета методиками химического анализа.

Систематические наблюдения за загрязнением морских вод и верхнего слоя донных отложений прибрежных районов города Севастополя проводились с 1973–1975 гг. при введении в действие программы Общегосударственной службы наблюдения и контроля окружающей среды [8]. Параллельно выполнялся ряд тематических исследований качества морских вод и донных отложений в рамках различных научно-исследовательских программ. К примеру, с 1981 г. на опытном Качинском полигоне дампинга,

расположенном в 1 миле от берега к югу от м. Маргопуло, были начаты научно-исследовательские работы, имевшие целью изучить особенности морской среды в районах дампинга, исследовать физические и химические процессы в море, связанные со сбросом материалов, определить влияние сбросов на основные параметры биоты моря, разработать принципы оптимизации режима сбросов и усовершенствовать систему мониторинга в районах дампинга. Исследования осуществлялись на 34 станциях, из которых 6 находились в границах отвала, а 28 – за его пределами, являясь фоновыми (контрольными), необходимыми для изучения распространения влияния дампинга на сопредельные акватории. Отслеживалось загрязнение вод и донных отложений НУ, СПАВ, фенолами, ХОП, тяжелыми металлами, сероводородом. Изучалась динамика биогенных элементов (различные формы азота, фосфора, кремний), газовый режим. Велись наблюдения за микробиологическими параметрами [9, 10].

Наиболее интенсивно наблюдения в акватории Севастопольской бухты проводились в 80-х годах. Изначально программа наблюдений предусматривала проведение 6-ти гидрохимических (г/х) съемок в год на поверхностном и придонном горизонтах на 7 станциях II категории. Схема расположения станций представлена на Рис. 2с. На 5-ти станциях (ст. 21, 10, 6, 3, 25) выполнялся полный комплекс наблюдений и на двух (ст. 24, 26) – сокращенный. До апреля 1987 г. на ст. 24 и 26 осуществлялся отбор проб воды на стандартный комплекс гидрохимических показателей (растворенный кислород, рН, азот нитритов, фосфор фосфатов, кремний) и НУ. На остальных станциях предусматривался также отбор проб для определения форм азота и фосфора, НУ, фенолов (сумма), ХОП и ПХБ, СПАВ, ртути. После апреля 1987 г. наблюдения проводились только на 5-ти станциях. В 90-х годах выполнение мониторинга Севастопольской бухты проводилось на дополнительных станциях, приуроченных к кризисным районам загрязнения вод. После 1991 г. из перечня наблюдений были исключены формы азота и фосфора, а также СПАВ и фенолы. После 1995 г. в пробах воды определялись алкилфенолы методом ГЖХ. После марта 2002 г. наблюдения за качеством вод Севастопольской бухты были прерваны. С сентября 2012 г. проводится мониторинг кризисных районов Севастопольской бухты (Рис. 2с). Всего было выполнено 9 съемок на ст. 1-к, 3-к и 4-к. Отбор проб на ст. 2-к был выполнен только один раз из-за ограниченности доступа к урезу воды со стороны берега. В декабре 2014 г. в рамках проекта РФФИ № 14-45-01021 р_юг_а были проведены гидрохимические исследования Севастопольской бухты на ст. 25, 3, 6, 10, 21. В отобранных пробах определялись рН, соленость, содержание растворенного кислорода, форм азота и фосфора, кремния, СПАВ и ВВ.

Программа наблюдений за показателями г/х режима и загрязнением Севастопольского взморья, разработанная и внедренная в 1991–1992 гг., предусматривала проведение двух комплексных съемок в год. По проекту сеть мониторинга состояла из 32 станций от м. Лукулл до м. Сарыч (Рис. 2в). Всего за период 1992–2000 гг. было выполнено 11 съемок и отобрано 220 проб воды для определения следующих показателей: соленость, растворенный кислород, рН, азот нитритов, фосфор фосфатов, кремний, НУ, фенолы и хлорфенолы, ХОП (α -, γ -ГХЦГ, гексахлорбензол, гептахлор, ДДТ, ДДЭ, ДДД) и ПХБ.

Комплексное исследование качества вод бухты Камышовой было выполнено в июне 2012 г. в рамках договорных работ. Заказчиком выступало ГКП «Севастопольский морской рыбный порт». Схема станций отбора проб представлена на Рис. 2к. В зависимости от глубины выполнялся отбор проб на поверхностном и придонном (ст. 1, 2, 3, 5) или только на поверхностном (ст. 4, 6) горизонтах. В водах бухты выполнялось определение растворенного кислорода, БПК₅, рН, азота нитритов, нитратов, аммонийного и общего, фосфора, фосфатов и общего, сульфатов, НУ, СПАВ и ВВ.

Наблюдения в акватории Балаклавской бухты стали возможны только после ее открытия для гражданского судоходства и были начаты в мае 2001 г. Программа предусматривала выполнение ежеквартальных съемок на 4-х станциях в бухте и одной – на ее траверзе, совпадавшей со ст. 28 программы наблюдений на взморье Севастополя. В дальнейшем, схема станций была скорректирована в соответствии с расположением источников загрязнения, многие из которых оказались не актуальными. Схема расположения станций представлена на рис. 2 б. Наблюдения в Балаклавской бухте с различной периодичностью продолжались до октября 2004 г. Всего было выполнено 7 съемок и отобрана 61 проба морских вод с поверхностного и придонного горизонтов. Выполнялись определения растворенного кислорода, рН, азота, нитритов, фосфора, фосфатов, кремния, НУ, фенолов, хлорфенолов, ХОП и ПХБ.

Комплексная характеристика качества морских вод в районах Севастополя оценивалась путем расчета значения индекса загрязненности вод (ИЗВ) [11], позволяющего отнести воды исследуемого района к определенному классу качества вод (ККВ).



Рис. 2. Схема расположения станций гидрохимического мониторинга на взморье Севастополя (в), в бухтах Севастопольской (с), Камышовой (к), и Балаклавской (б).

Результаты и обсуждение. Состояние загрязнения вод Севастопольской бухты с 1987 г. на протяжении периода г/х исследований преимущественно рассматривалось как неудовлетворительное. Воды оценивались как загрязненные или грязные (IV и V ККВ), Величина ИЗВ варьировала в диапазоне от 1,35 (1992 г.) до 2,35 (1993 г.).

К примеру, в период 1992–1996 гг. уровень загрязнения вод Севастопольской бухты НУ в среднем мог достигать 10 ПДК; СПАВ – 2,5 ПДК; фенолов – 4 ПДК; пестицидов – 3 ПДК. В водах поверхностного горизонта максимальные концентрации превышали соответствующие ПДК в 3970 раз (1994 г.) по НУ, в 3 раза (1995 г.) по СПАВ, в 6 раз (1992 г.) по фенолам (сумма), в 8 раз (1994 г.) по ХОП.

В период проведения кризисного мониторинга в акватории Севастопольской бухты содержание СПАВ было менее предела количественного определения.

Максимальная концентрация общего фосфора (27 мкг/дм^3) была зафиксирована в сентябре 2012 г. в поверхностных водах бухты Южная (акватория Севастопольской бухты). Содержание аммонийного азота изменялось в диапазоне $20\text{--}80 \text{ мкг/дм}^3$, нитратного азота от «не обнаружено» до 32 мкг/дм^3 . Концентрация нитритного азота была ниже предела обнаружения.

По абсолютным значениям содержание растворенного кислорода изменялось в пределах $7,50\text{--}10,82 \text{ мгО}_2/\text{дм}^3$ на поверхностном горизонте и $7,47\text{--}10,66 \text{ мгО}_2/\text{дм}^3$ на придонном. Относительное содержание кислорода в водах бухт изменялось на поверхности и у дна в пределах $84\text{--}118 \%$ и $83\text{--}109 \%$ насыщения соответственно.

В декабре 2014 г. при проведении г/х исследований Севастопольской бухты получены данные по г/х режиму, содержанию элементов биогенного комплекса, СПАВ и взвешенных веществ. Соленость вод бухты составила $17,42\text{--}17,64 \%$, рН – $8,10\text{--}8,19$ ед.рН. Содержание растворенного кислорода изменялось от $8,77$ до $9,63 \text{ мг/л}$ ($87\text{--}98 \%$ насыщения), фосфора общего – от 9 до 19 мкг/л , фосфатов – от 4 до 13 мкг/л , нитритов – от $0,13$ до $1,86 \text{ мкг/л}$, нитратов – от 10 до 40 мкг/л , ионов аммония – от $0,84$ до $22,96 \text{ мкг/л}$, кремния – от 80 до 199 мкг/л , СПАВ – от $27,3$ до $54,5 \text{ мкг/л}$, ВВ – от $2,2$ до $7,0 \text{ мг/л}$.

В водах Севастопольского взморья повторяемость концентраций, равных и превышающих предельно-допустимую концентрацию (ПДК), по НУ достигала 87% от общего количества определений в год, по СПАВ – 100% , по фенолам – 50% .

Содержание ряда тяжелых металлов на Севастопольском взморье в 1992-1993 гг. опасно приближалось к верхней отметке ПДК, а в некоторых случаях даже превышало ее. В бухте Мартыновой отмечалось превышение ПДК по содержанию железа и хрома, в Балаклавской бухте – меди и хрома. В водах бухты Голубой в 1994 г. концентрация цинка превысила 20 мкг/л . В 1995 г. в районе пос. Кача в придонных водах содержание лабильной ртути превышало ПДК в $1,5$ раза.

По данным натурных наблюдений, выполненных в июне 2012 г., в бухте Камышовой, средние значения показателей составили: соленость – $17,96 \%$; хлориды – 10064 мг/л ; сульфаты – 1418 мг/л ; рН – $8,15$ ед.рН; ВВ – $3,8 \text{ мг/л}$; растворенный кислород – $9,06 \text{ мг/л}$ (107% насыщения); БПК₅ – $0,94 \text{ мг/л}$; фосфаты – $0,034 \text{ мг/л}$; нитриты – $0,005 \text{ мг/л}$; нитраты – $0,044 \text{ мг/л}$; ионы аммония – $0,054 \text{ мг/л}$; СПАВ – 3 мг/л ; НУ – менее предела количественного определения.

В морских водах Балаклавской бухты в период наблюдений концентрации НУ превышали ПДК на 1–2 порядка. Во всех пробах морских вод отмечалось присутствие СПАВ, ГХЦГ и ПХБ в концентрациях, часто превышающих соответствующие ПДК. Согласно комплексному показателю качества вод, рассчитанному на основе осредненных и приведенных к ПДК приоритетных загрязняющих веществ и растворенного кислорода, воды Балаклавской бухты оценивались как загрязненные. ИЗВ в целом по бухте соответствует IV ККВ [6]. Анализ пространственного распределения величин ИЗВ выявил не только приуроченность максимальных концентраций токсичных загрязняющих веществ к основным источникам техногенного загрязнения, но и указал на поступление последних при определенных гидрометусловиях в акваторию бухты из района выпуска городского канализационного коллектора, расположенного на взморье.

Верхний слой морских донных отложений (МДО) Севастопольских бухт аккумулирует широкий спектр органических и неорганических ЗВ техногенного происхождения.

В период исследований МДО Севастопольской бухты были загрязнены НУ до 7–10 мг/г (здесь и далее – на 1 г абсолютно сухого грунта). Содержание фенолов в отдельных районах достигало 10–15 мг/г. Загрязнение осадков линданом достигало 23 нг/г, среднее содержание токсиканта в 7–10 раз превышало фоновые значения. Максимальные концентрации ПХБ в МДО составили 1200–6511 нг/г, превышая по средним значениям типичный для техногенных зон уровень в несколько раз. Загрязнения донного грунта медью и свинцом в ряде случаев было на 1–2 порядка выше фонового уровня, достигая соответственно 2760 и 9000 мкг/г (Килен-бухта). Среднее содержание кадмия (2,5 мкг/г) почти на порядок превышало кларк, максимально были загрязнены донные отложения Килен-бухты (до 14 нг/г), концентрация ртути (2,3 мкг/г) была практически в 6 раз выше кларка, цинка (1100 мкг/г) – более чем на порядок, стронция (989 мкг/г) и мышьяка (14 мкг/г) – вдвое. По итогам 1984 г. МДО Севастопольской бухты содержали 0,87–2,08 % серы, 0,01–0,16 % хлора, 0,54–1,75 % калия, 10,69–13,33 % кальция, 0,211–0,251 % титана, 0,007 % ванадия. В 1990 г. МДО Килен-бухты имели слабый запах сероводорода, грунт содержал радионуклиды цезия-137, цезия-134 и стронция-90 (до 3,0; 0,7 и 6,0 пКи/1г соответственно) на уровне фоновых концентраций донных отложений Азово-Черноморского бассейна.

В МДО Балаклавской бухты содержание НУ было выше фонового на порядок, фенолов и ПХБ в 70–160 раз. Максимальные концентрации НУ превышали его в 20 раз, свинца, кадмия и меди превышали кларковые значения в 250, 160 и 22 раза соответственно. Содержание фенолов достигало

32 мкг/г, ПХБ – 300 нг/г. В сравнении с акваторией Ласпинской бухты превышение содержания в МДО меди, цинка, свинца и кадмия составляло в среднем 25, 45, 50, и 10 раз соответственно. Аномально высоким загрязнением отличались донные отложения района бывшего завода «Металлист». В период исследований в 1992 г. диапазон концентраций составил для Сl 17–28, К 18–24, Са 24–437, Тi 1,2–4,2, Сг <0,05–0,13, Мn 0,25–0,69, Fe 18–51 мг/г.

Таким образом, анализ современного экологического состояния свидетельствует о необходимости срочного восстановления государственного контроля по **программе государственного фонового мониторинга** качества морских вод и верхнего антропогенно трансформированного слоя МДО прибрежных акваторий г. Севастополя.

Для фонового мониторинга состояния морских экосистем Севастопольского региона используется комбинированная сеть станций ГСН II и III категории. Характеристика станций отбора проб на Севастопольском взморье, в Севастопольской и Балаклавской бухтах представлены в Таблице 1, расположение показано на Рис. 2в, с, б.

Наблюдения за фоновым состоянием Севастопольской и Балаклавской бухт должны проводиться по полной программе ежемесячно на станциях II категории, обозначенных на Рис. 3б, как ст. 25, 6, 10, 21 и 3 (Севастопольская бухта) и на Рис. 3с, как ст. 1, 2, 3, 4 (Балаклавская бухта). На Севастопольском взморье необходимо проводить ежесезонные наблюдения по полной программе на сети станций III категории.

В состав наблюдений должно входить определение солёности воды, температуры воды и воздуха, скорости и направления течений и ветра, прозрачности и цветности воды, отбор и анализ проб морской воды на стандартный комплекс гидрохимических показателей (щелочность, водородный показатель, концентрации растворенного в воде кислорода, нитритного, нитратного, аммонийного и общего азота, фосфатного и общего фосфора, кремния) и содержание загрязняющих веществ, в том числе НУ, СПАВ, фенолов, ХОП и ПХБ, ВВ, хрома шестивалентного, ртути и ряда тяжелых металлов.

Отбор проб МДО Севастопольской бухты целесообразно проводить два раза в год (в весенний и осенний сезоны). Отбор проб МДО остальных прибрежных акваторий Севастополя следует осуществлять раз в год в установленный программой сезон. Анализ загрязнённости МДО проводится на основе определения содержания НУ, фенолов, ХОП и ПХБ, металлов.

Категорийность и местоположение станций наблюдений подлежат коррекции вследствие изменения экологического состояния акватории, трансформации источников поступления загрязняющих веществ либо в связи с появлением новых объектов контроля.

Таблица 1.

Станции сети г/х наблюдений в районе г. Севастополя

№ ст.	Глубина	Горизонт отбора	Ориентиры	Категория	Периодичность наблюдений
Севастопольская бухта					
3	15	пов., дно	б. Южная	II	ежемесячно
6	15	пов., дно	б. Северная	II	
10	14	пов., дно	б. Голландия	II	
21	4	пов., дно	ГРЭС	II	
25	16	пов., 10м, дно	фарватер бухты	II	
Севастопольское взморье					
2	16	пов., дно	м. Лукул	III	один раз в гидрологический сезон
3	15.5	пов., дно	м. Маргопуло	III	
5	15	пов., дно	пгт. Кача	III	
11	10	пов., дно	р. Кача, взморье, створ №1	III	
14	13	пов., дно	п. Учкувка	III	
15	18	пов., 10м, дно	б. Стрелецкая, фон	III	
19	18	пов., 10м, дно	б. Стрелецкая	III	
19-а	10	пов., дно	б. Песочная	III	
17	41	пов., 10м, дно	б. Круглая, фон	III	
20	17	пов., 10м, дно	б. Круглая	III	
22-а	11	пов., дно	б. Казачья	III	
23	40	пов., 10м, дно	б. Камышовая, фон	III	
23-а	8	пов., дно	б. Камышовая	III	
24	10.5	пов., дно	б. Голубая	III	
26	15	пов., дно	м. Феолент	III	
29	47	пов., 10м, дно	Балаклавская бухта, фон	III	
30	36	пов., 10м, дно	б. Ласпи	III	
31	38	пов., 10м, дно	м. Сарыч	III	

Балаклавская бухта					
1	7	пов., дно	выпуск ливневого коллектора устье р. Балаклавы	II	ежемесячно
2	14.7	пов., дно	яхтинг	II	
3	12	пов., дно	южный выход из штольни	II	
4	20	пов., 10м, дно	фарватер бухты	II	

Заключение

Несмотря на высокий рыбохозяйственный и рекреационный потенциал акваторий Севастопольского региона, изученность современного экологического состояния остается недостаточной. Отсутствие комплексных мониторинговых исследований фонового состояния морской среды на взморье Севастополя, в том числе за нефтяным и фенольным загрязнением, контроль которого особенно необходим в акваториях, примыкающих к инфраструктуре грузопассажирского и военного флотов, не позволяет адекватно оценить базовое состояние указанных морских экосистем и перспективу развития экологических ситуаций.

На сегодняшний день наиболее изучена акватория Севастопольской бухты, акватории остальных бухт и Севастопольского взморья за рамками государственного мониторинга исследовались и описаны значительно слабее. Гидрохимические исследования в соответствии с целевыми научными программами в основном ограничиваются определением элементов биогенного комплекса и растворенного кислорода.

Для контроля экологического состояния и выработки рекомендаций по эффективному хозяйственному использованию и охране морской среды на федеральном уровне разработана обоснованная программа государственного фонового гидрохимического мониторинга черноморских вод в прибрежных акваториях Севастопольского региона в рамках задач Росгидромета и международных конвенций по Черному морю.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ грант № 14-45-01021 р_юг_а «Комплексная характеристика современного уровня загрязнения морских вод в прибрежных акваториях Севастополя».

Integrated approach in the organization of marine pollution monitoring in coastal water areas of Sevastopol

Mezenceva I.V., Malchenko Y.A.

The network of hydrochemical stations offered in work is directed on restoration of the state background monitoring in the Sevastopol region and implementation of the Bucharest Convention on protection of the Black Sea of 04.02.1994. The emphasis is placed on a modern assessment of the contents and existential change of the polluting substances, such as oil hydrocarbons, phenols, synthetic surface-active substances, organochlorine pesticides, the polychlorinated biphenyls and metals, will provide participation in regional data exchange on monitoring of pollution according to the international Program of the Black Sea Commission of BSIMAP.

Литература

1. О состоянии окружающей природной среды города федерального значения Севастополь. Режим доступа: <http://sevastopol.gov.ru/o-sostoyanii-okruzhayushhej-prirodnoj-sredy-goroda-federalnogo-znacheniya-sevastopol.html>

2. Овсяный Е.И., Романов А.С, Миньковская Р.Я., Красновид И.И., Озюменко Б.А., Цымбал И.М. Основные источники загрязнения морской среды Севастопольского региона // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001.– с. 138–152.

3. Иванов В.А., Овсяный Е.И., Репетин Л.Н., Романов А.С., Игнатьева О.Г. Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов // Препринт.– Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006.– 90 с.

4. Improve Ecology. Режим доступа: <http://www.improveecology.ru/impecs-71-1.html> <http://bibliofond.ru/view.aspx?id=562505>

5. Совга Е.Е., Мезенцева И.В., Хмара Т.В., Слепчук К.А. О перспективах и возможностях оценки самоочистительной способности акватории Севастопольской бухты // Сб. науч. тр. «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». Вып. 204 / НАН Украины, МГИ, ОФ ИНБИОМ. – Севастополь, 2014. – с. 153–164.

6. Мезенцева И.В., Чайкина А.В., Клименко Н.П. Современный уровень загрязнения вод акватории Балаклавской бухты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресур-

сурсов шельфа. Сб. научн. тр. Вып. 8 / НАН Украины, МГИ, ОФ ИНБЮМ.– Севастополь, 2003.– с.115-118.

7. Режим доступа: <http://www.jewellery.org.ua/address/Bezrukov-12.pdf>

8. Современное состояние загрязнения вод Черного моря / Под ред. А.И. Симонова, А.И. Рябилина // Гидрометеорология и гидрохимия морей. т.IV. Черное море. вып.3.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 1996. – 230 с.

9. Севрикова С.Д., Болдырев М.А., Лазарева Е.А., Горлатенко И.В. Оценка химических последствий сбросов грунтов непосредственно в районе дампинга (на примере мелководной прибрежной зоны Черного моря) // Итоги исследований в связи со сбросами отходов в море. – М., Гидрометеоиздат, 1988. – с. 188-205.

10. «Атлас охраны природы Севастополя», подготовленный к печати Севастопольским обществом географов в 2006 г.

11. Методические Рекомендации по формализованной комплексной оценке качества поверхностных и морских вод по гидрохимическим показателям // Москва, Госкомитет СССР по гидрометеорологии. – 1988. – 9 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОПЕРАТИВНОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ РАСЧЕТА ВОДООБМЕНА И ПЕРЕНОСА ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ МЕЖДУ РАЗЛИЧНЫМИ ЧАСТЯМИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Попов С.К., Лобов А.Л., Монахова Г.А., Асаева К.И.

Для расчета скорости течения воды и переноса загрязняющих веществ (ЗВ) в Каспийском море применялась гидродинамическая модель повышенного пространственного разрешения, созданная для оперативных прогнозов уровня моря и скорости течения в Гидрометцентре России. Повышенное разрешение модели (морская миля) позволило более реалистично описать рельеф дна и получить детальное распределение скорости течения на разрезе в Северном Каспии. В работе продемонстрирована принципиальная возможность использования оперативной гидродинамической модели Каспийского моря в ее усовершенствованном виде для оценки трансграничного переноса загрязняющих веществ на границе российского сектора недропользования Каспийского моря.

Расчеты переноса загрязняющих веществ в водных бассейнах играют важную роль в охране природных вод от загрязнения. Для расчета переноса необходима скорость течения, которую можно получить в результате моделирования с применением различных гидродинамических моделей. В этой работе для расчета скорости течения воды в Каспийском море применяется оперативная гидродинамическая модель, используемая в Гидрометцентре России.

Оперативные модели используются ежедневно для расчетов (прогнозов) гидрологических параметров в зависимости от меняющихся метеорологических условий, данные о которых с установленной дискретностью поступают в гидрологический блок. В свою очередь для решения экологических задач к гидрологическому блоку должен быть подключен экологический блок на постоянной основе или в разовом порядке в зависимости от характера задачи.

В настоящее время оперативные гидродинамические модели морей используются в качестве основы для разработки прогнозов биогеохимических процессов [7], мониторинга состояния рыбных запасов, морских и прибрежных экосистем [5, 8], но наиболее широко они применяются для прогноза распространения нефтяных разливов (см., например, [6]).

Начиная с 2001 года, в Гидрометцентре России для составления прогнозов штормовых нагонов, полей уровня моря и течений используется гидродинамическая модель Каспийского моря [2]. Исходными данными для нее служат выходные данные региональной метеорологической модели, также разработанной в Гидрометцентре России [1]. При этом Каспий в течение

длительного времени был единственным из российских морей, модель которого использовалась в оперативном режиме для подготовки морских гидрометеорологических прогнозов (недавно к нему присоединилось Баренцево море).

Для Каспия (также впервые из всех российских морей) была разработана по заказу компании «ЛУКОЙЛ» оперативная технология прогноза параметров аварийных разливов нефти, состоящая из двух блоков, одним из которых является упомянутая выше оперативная гидродинамическая модель Каспийского моря, а вторым – программный комплекс моделирования аварийных разливов нефти SPILLMOD [4].

В настоящее время в автоматизированной системе оперативной обработки информации Гидрометцентра России находится оперативная гидродинамическая модель Каспийского моря с разрешением 3×3 морские мили. Одновременно с ней проходит опытные испытания новая модель с разрешением 1×1 морская миля. Повышенное разрешение позволило более реалистично описать береговой и донный рельеф. Кроме того, в методику расчетов включены расходы в вершине дельты Волги [3].

Усовершенствование модели позволяет получать более адекватные расчетные характеристики уровня и течений, расширяет возможности ее применения, в т. ч. для решения задач мониторинга и охраны морской среды. Цель этой работы состояла в использовании усовершенствованной гидродинамической модели для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ на границах лицензионных участков, расположенных в российском секторе недропользования Каспийского моря.

Для первого экспериментального расчета был выбран лицензионный участок «Северо-Каспийская площадь», недропользователем которого является ООО «Каспийская нефтяная компания». При выборе учитывалось два обстоятельства. Во-первых, восточная и юго-восточная граница участка, для которой проводился расчет, совпадает с границей российского сектора недропользования и, таким образом, является не только хозяйственной, но международной границей. Во-вторых, начиная с 2001 года, на лицензионном участке «Северо-Каспийская площадь» проводится производственный экологический мониторинг, данные которого необходимы для расчета трансграничного переноса загрязняющих веществ. Граница лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь», лежащая между 44° град 20 мин и 45° град 30 мин северной широты, была разбита на 11 секторов путем проведения параллелей через каждые 10 минут (морских миль). В расчетах использовались модельные данные о скорости течения в каждой из 110 ячеек модели (10 ячеек на один сектор), расположенных на разграничительной линии с установленной временной дискретностью 1 час (Рис. 1).

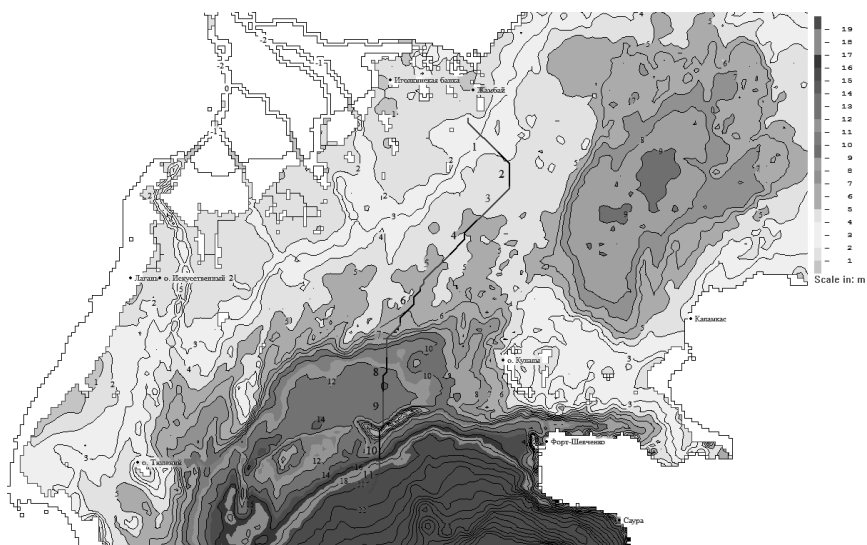


Рис. 1. Гидродинамическая модель Каспийского моря высокого разрешения. Схема расположения 11 секторов, использовавшихся для расчета водообмена и переноса ЗВ. Размер ячейки (1852x1852x5 м).

По результатам выполненных расчетов за октябрь 2013 года на разрезе «Восточный» в слоях воды 0–5 м и 5–10 м преобладали течения вдоль оси, направленной с юго-запада на северо-восток (Рис. 2). Ветер за октябрь 2013 года имел преобладающее направление на северо-запад. Получается, что скорости течений в поверхностных слоях отклонялись от направления ветра вправо на 90 градусов. В слоях моря, глубже 10 метров, повторяемости скоростей течений и ветра сильно отличаются друг от друга из-за изменяющейся по вертикали структуры потока и наличия противотечений под поверхностными течениями.

Скорости течений изменяются также по секторам разреза «Восточный» (Рис. 3), в секторах основной части сильно выделяется направление с юго-запада на северо-восток, эти сектора и формируют основной поток воды в целом через разрез «Восточный». Сильно отличаются от остальных секторов скорости в самом южном и самом глубоком 11 секторе разреза, где максимальная повторяемость скоростей течений больше похожа на повторяемость скоростей ветра, максимум скоростей течений сдвинут вправо на 15 градусов от максимума повторяемости ветра. Такое поведение скорости течения и скорости ветра близко к их поведению в открытом море большой глубины.

Суммарный по всему сечению разреза «Восточный» водообмен представлен на Рис. 4 в течение октября 2013 года по ежесуточным данным. Экспорт воды (вытекание за пределы РФ) принят положительным, а импорт (втекание воды в РФ) отрицательным. Результирующий водообмен пять раз в течение месяца изменял свое направление от положительного (вытекание) до отрицательного (втекание). Водообмен изменялся не только по времени, но и по секторам разреза «Восточный». На Рис. 5 приведены суммарные расходы за периоды 5–20 октября и 1–31 октября 2013 года для 11 секторов разреза. Наиболее интенсивный водообмен был в седьмом секторе разреза «Восточный», положение этого сектора совпадает со свалом глубин и течения здесь более интенсивные.

Суммарный водообмен в период с 1 по 31 октября 2013 года составил $338,6 \text{ км}^3$. Отток воды за пределы РСНП был выше притока – на $6,0 \text{ км}^3$ (за пределы российского сектора было вынесено $172,3 \text{ км}^3$ воды, привнесено $166,3 \text{ км}^3$). Результирующий расход воды через разрез «Восточный» представляет собой малую разность больших величин. Расход воды $6,0 \text{ км}^3$ за месяц с 1 по 31 октября соответствует $2255 \text{ м}^3/\text{с}$, для сравнения расход Волги составлял от 4500 до $4900 \text{ м}^3/\text{с}$ в течение октября 2013 года. Получается, что примерно половина расхода Волги в среднем за месяц выносится через разрез «Восточный» (Рис. 14).

Чтобы разобраться в механизмах формирования суммарного за месяц расхода воды необходимо проанализировать отдельно ежесуточные расходы воды. Расходы воды 5 октября (экспорт) и 18 октября (импорт) имеют ярко-выраженные максимумы в 7 секторе (Рис. 6), что совпадает с поведением экспорта и импорта за период 1–31 октября (Рис. 5).

Скорости течения в основной части разреза «Восточный» 5 октября 2013 года (Рис. 7) отклоняются от скорости ветра (направлена на юго-восток) влево на 90 градусов и направлены на северо-восток. Скорости течения в основной части разреза «Восточный» 18 октября 2013 года (Рис. 8) отклоняются от скорости ветра (направлена на северо-запад) влево на 90 градусов и направлены на юго-запад.

Для того чтобы выяснить причину такого поведения скорости течения, необходимо проанализировать картину ветра и течений за предыдущие сутки, 4 октября 2013 года (Рис. 9), когда направления ветра и скорости течения вполне соответствуют классическим представлениям, когда на мелководье скорости ветра и течений совпадают, а на глубине скорости течений отклоняются вправо от направления ветра примерно на 45 градусов. Но 5 октября (Рис. 10) течения в основной части разреза направлены под углом 90 градусов к направлению ветра. Такое поведение скорости течения объясняется возникновением градиентного течения, направленного под углом 90 граду-

сов вправо от градиента уровня моря. Направленный на юго-восток ветер в течение 4 октября и соответствующие течения приводят к сгону на северо-западном побережье Каспия (Рис. 11). В течение 5 октября ветер по-прежнему направлен на юго-восток, градиенты уровня моря возрастают и возникают градиентные течения, которые направлены на северо-восток.

Аналогичный эффект возникновения градиентных течений происходит 18 октября (Рис. 12), только вместо сгона у северо-западного побережья Каспия происходит нагон и возникают градиентные течения, направленные вправо под углом 90 градусов к градиенту уровня моря, то есть на юго-запад.

Наиболее типичная картина скорости ветра и скоростей течений с точки зрения повторяемости за период 1–31 октября (Рис. 2) наблюдается 10 октября 2013 года, когда скорость ветра направлена на северо-запад, а скорости течения направлены в основном по ветру, а в северной части разреза отклоняются вправо от ветра и направлены на север – северо-восток (Рис. 13).

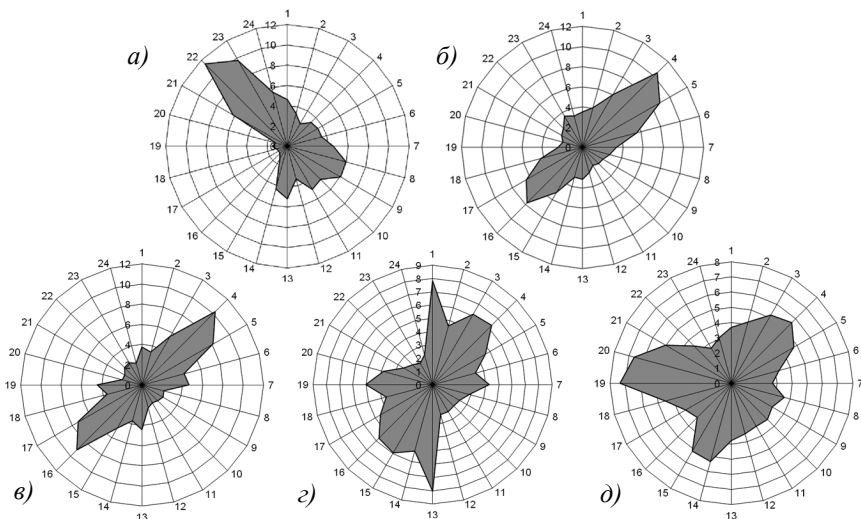


Рис. 2. Повторяемость по 24 направлениям, %: а) скорости ветра; б) скорости течений в слое 0–5 м; в) в слое 5–10 м; г) в слое 10–15 м; д) в слое 15–20 м на разрезе «Восточный» за октябрь 2013 года.

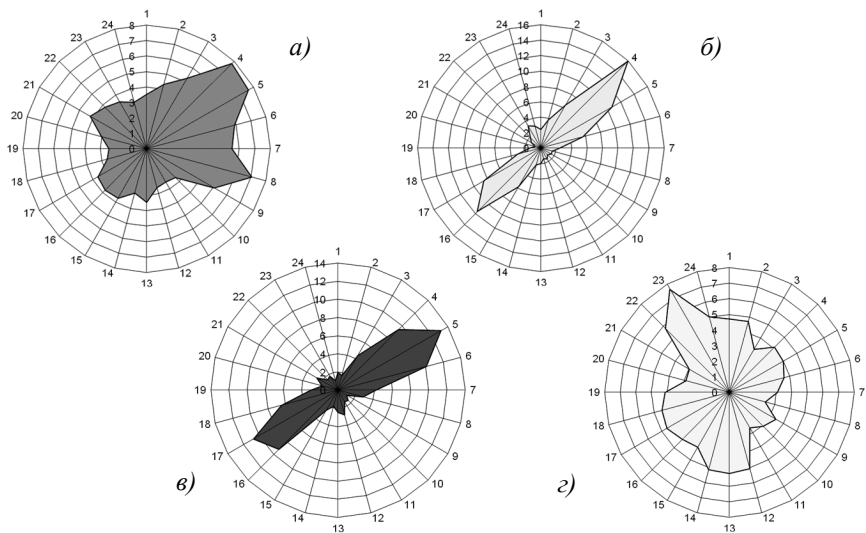


Рис. 3. Повторяемость скорости течений в слое 0–5 м:
 а) в 1 секторе; б) в 4 секторе; в) в 7 секторе; г) в 11 секторе на разрезе
 «Восточный» за октябрь 2013 года.

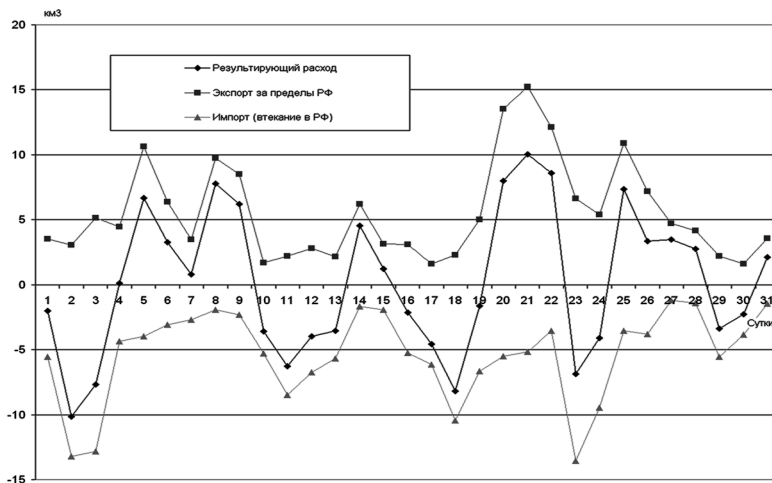


Рис. 4. Ежесуточные расходы воды на разрезе «Восточный» 1–31 октября 2013 г.

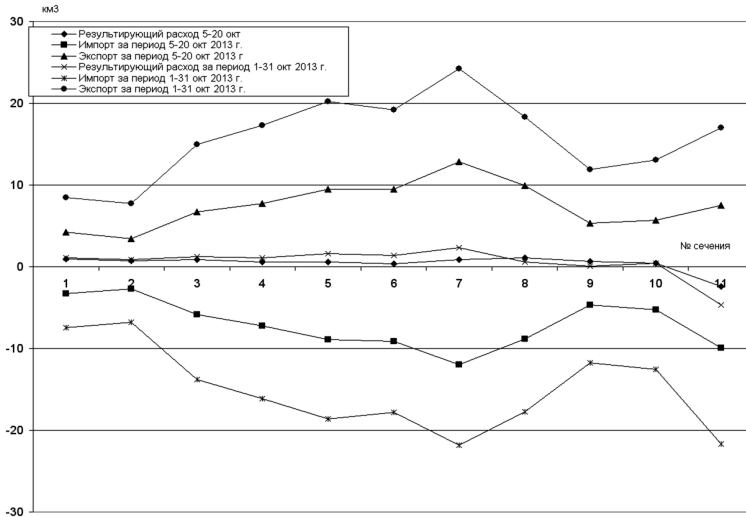


Рис. 5. Суммарный расход воды в различных секторах разреза «Восточный» за периоды 1–31 октября и 5–20 октября 2013 г.

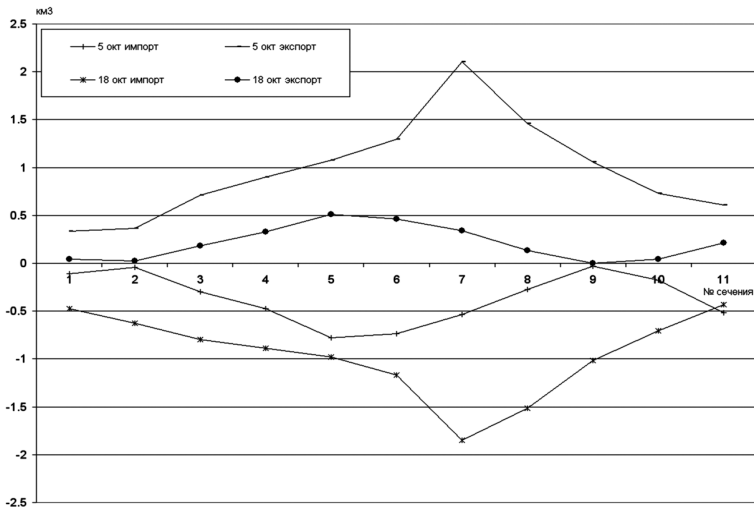


Рис. 6. Ежесуточный расход воды в различных секторах разреза «Восточный» 5 и 18 октября 2013 г.

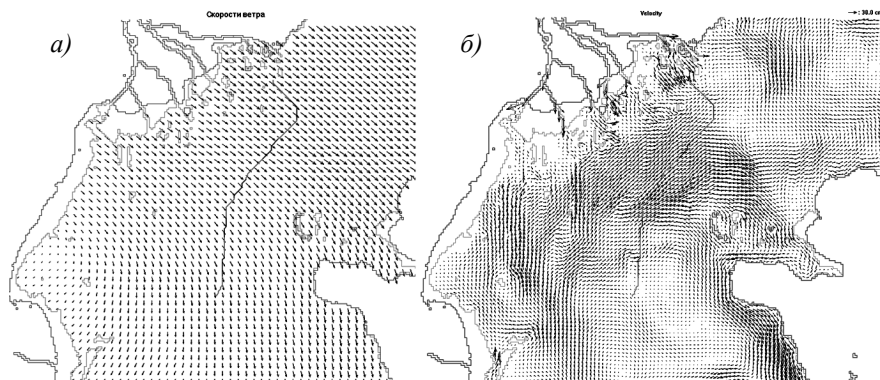


Рис. 7. Скорость ветра а) и скорость течения в слое 0–5 м б) 5 октября 2013 г.

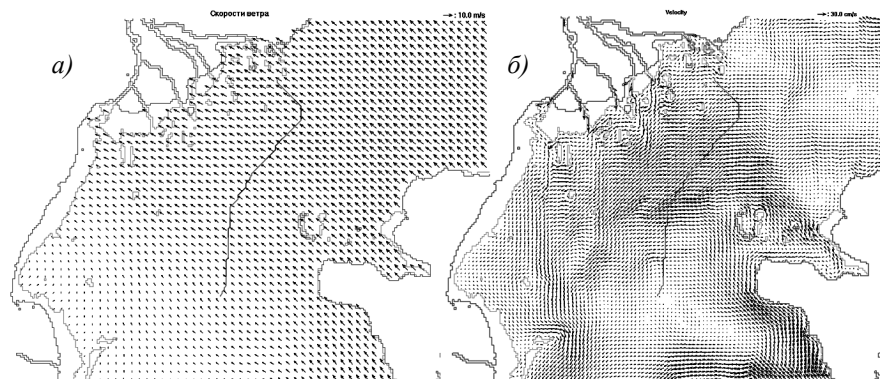


Рис. 8. Скорость ветра а) и скорость течения в слое 0–5 м б) 18 октября 2013 г.

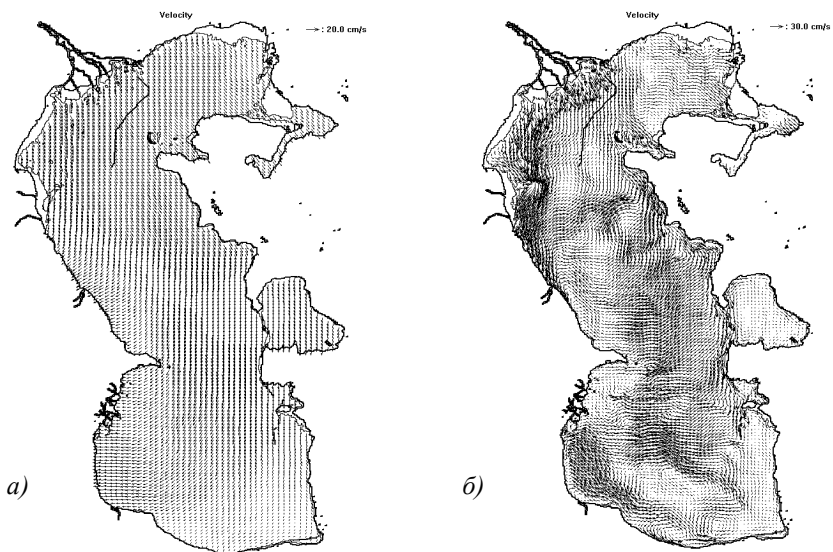


Рис. 9. Скорость ветра а) и скорость течения в слое 0–5 м б) 4 октября 2013 г.

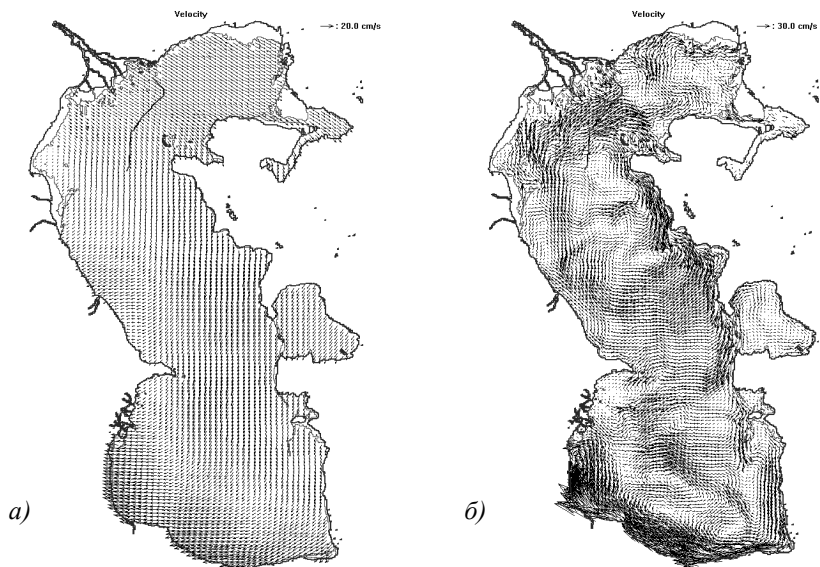


Рис. 10. Скорость ветра а) и скорость течения в слое 0–5 м б) 5 октября 2013 г.

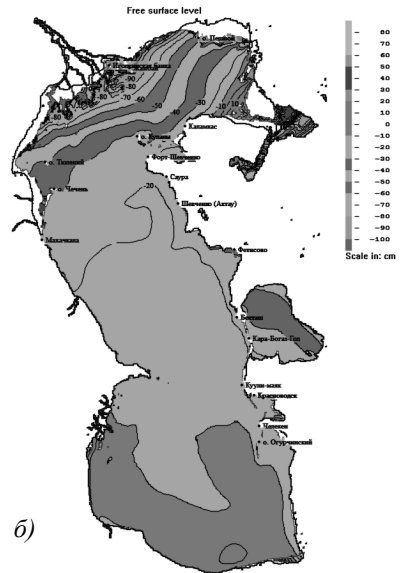
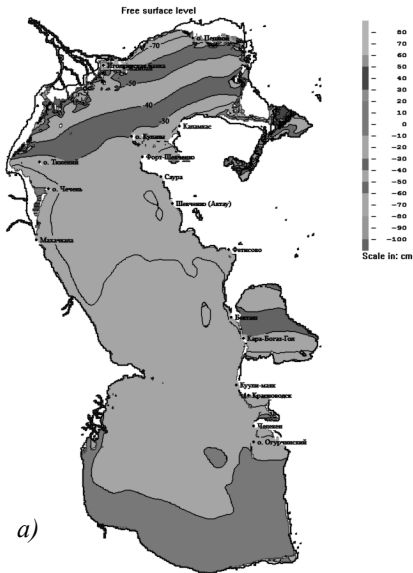


Рис. 11. Уровень моря: а) 4 октября 2013 года; б) 5 октября 2013 г.

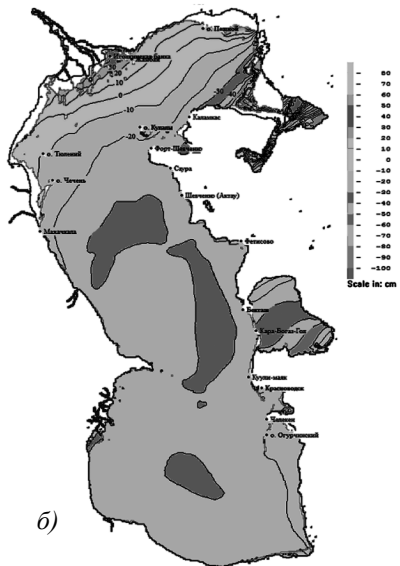
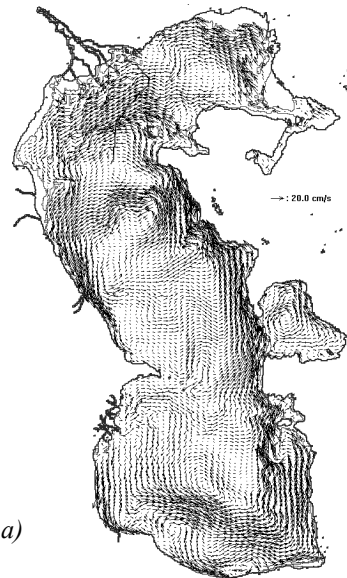


Рис. 12. Скорость течения в слое 0–5 м и уровень моря 18 октября 2013 г.

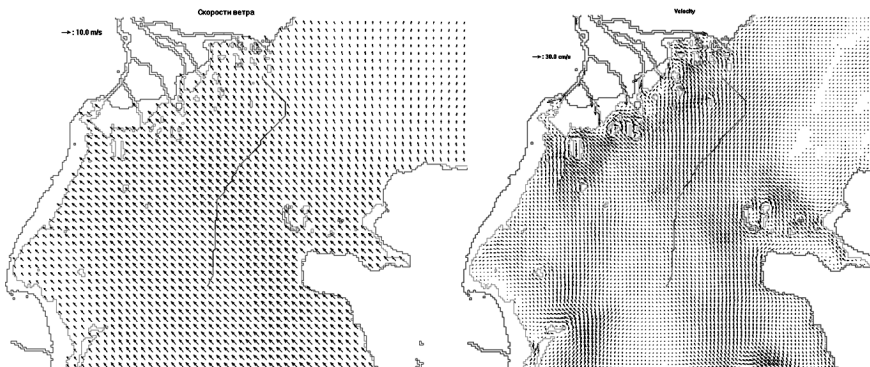


Рис. 13. Скорость ветра а) и скорость течения в слое 0–5 м б) 10 октября 2013 г.

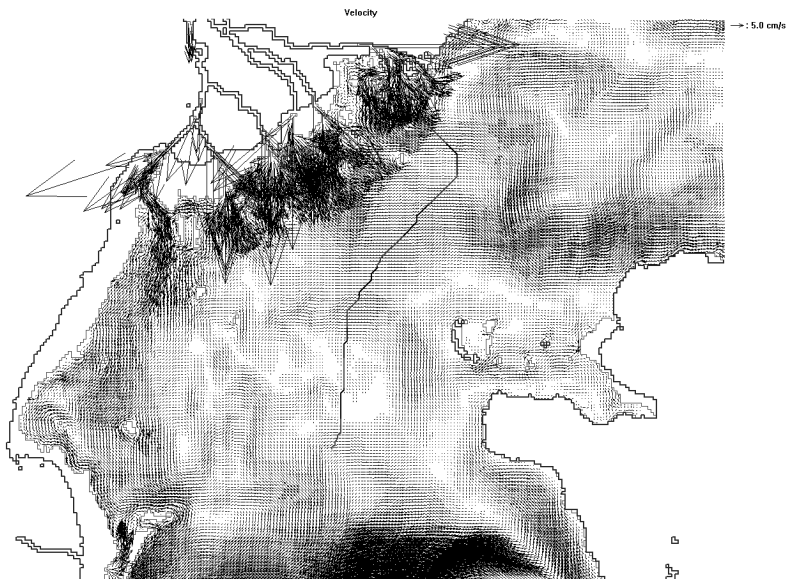


Рис. 14. Среднемесячные скорости течения (1–31 октября 2013 г.) в слое 0–5 метров.

По результатам расчетов в 7 секторах разреза «Восточный» 10 октября 2013 года суммарный водообмен составил $4,84 \text{ км}^3$. Приток воды был выше оттока на 2 км^3 (за пределы участка было вынесено $1,42 \text{ км}^3$ воды, привнесено $3,42 \text{ км}^3$). Интенсивность водообмена возрастала в направлении с се-

вера на юг. В северных секторах разграничительной линии результирующий водообмен был отрицательным, а в центральных и южных – положительным (Рис. 15).

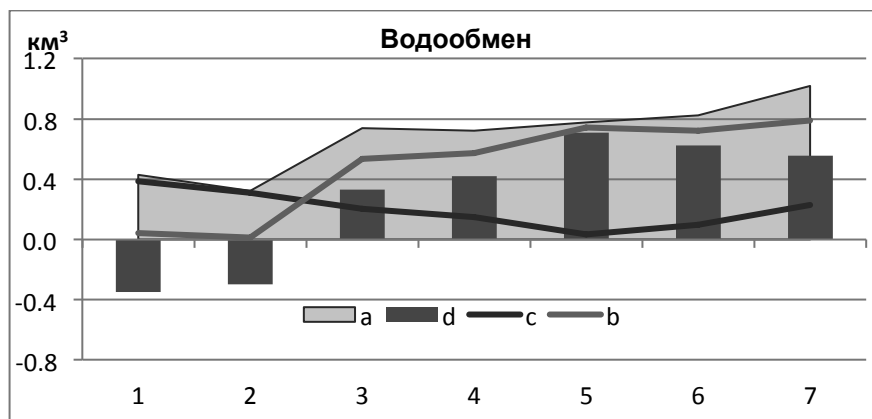


Рис. 15. Водообмен в различных секторах на восточной границе лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь» 10 октября 2013 года в слое 0–10 метров. На оси абсцисс – номера секторов с севера на юг; a – суммарный водообмен; b – приток; c – отток; d – результирующий водообмен.

Данные о расходах воды внутрь и за пределы лицензионного участка можно использовать для расчета трансграничного переноса загрязняющих веществ (ЗВ) при наличии данных об их концентрации в воде. Для этого в оптимальном варианте пункты наблюдений за загрязнением морских вод должны располагаться на границе лицензионного участка, а сами расчеты трансграничного переноса выполняться для даты проведения наблюдений. Еще лучше, если эти наблюдения будут проводиться с помощью автоматических буйковых станций, а данные наблюдений будут в оперативном режиме передавать в центр приема и обработки информации для проведения расчетов трансграничного переноса с использованием гидродинамической модели.

Все, о чем говорилось в предыдущем абзаце, – дело недалекого будущего, цель нашей работы состояла в демонстрации того, что оно вполне возможно. С учетом данного обстоятельства для проведения первых экспериментальных расчетов за среднесуточную концентрацию ЗВ на восточной границе лицензионного участка 10 октября 2012 года была принята средняя концентрация ЗВ за период 2006–2012 гг. Значения этой концентрации бы-

ли сняты с карт пространственного распределения ЗВ в поверхностном и придонном слоях воды, примеры которых приведены на Рис. 16, для каждого из семи секторов разграничительной линии в отдельности.

Расчет трансграничного переноса осуществлялся в отношении 12 загрязняющих веществ: нефтепродуктов (НП), низкомолекулярных и высокомолекулярных полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), суммы ПАУ, суммы ДДТ, суммы ГХЦГ, суммы полихлорированных бифенилов (ПХБ), цинка, никеля, меди, свинца и кадмия. Его величина определялась путем умножения суммарного за сутки расхода воды ($\text{км}^3/\text{сут}$) на среднюю концентрацию загрязняющего вещества ($\text{тонн}/\text{км}^3$ или $\text{кг}/\text{км}^3$). Трансграничный перенос так же, как водообмен, характеризовался четырьмя параметрами: суммарным переносом, притоком, оттоком ЗВ и результирующим переносом (приток минус отток). Результаты расчета данных параметров для некоторых их перечисленных выше ЗВ приведены в Таблице 1.

С учетом того, что розовая и средняя концентрация ЗВ в воде на границе лицензионного участка представляют собой цифры одного порядка, результаты расчетов, приведенные в Таблице 1., позволяют судить о порядке значений трансграничного переноса ЗВ. Как это хорошо видно, в зависимости от концентрации ЗВ в воде этот перенос может исчисляться как килограммами, так и тоннами в сутки.

В нашем экспериментальном случае концентрация загрязняющих веществ вдоль восточной границы лицензионного участка, как правило, варьировала слабо. Поэтому показатели трансграничного переноса в основном определялись характеристиками водообмена. В частности результирующий перенос для всей разграничительной линии был положительным (приток превышал отток). Однако его значения изменялись вдоль границы лицензионного участка, принимая в первых двух секторах отрицательные значения (отток превышал приток). На Рис. 17 в качестве примера приведен график трансграничного переноса нефтепродуктов (видно, что по своему характеру он схож с графиком водообмена, приведенном на Рис. 15).

По результатам экспериментальных расчетов суммарный перенос нефтепродуктов (НП) на восточной границе лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь» составил 145,1 тонн, результирующий – 57,1 тонн (за пределы российского сектора было вынесено 44,0 тонн НП, а привнесено в него 101,1 тонн). Максимальный суммарный перенос отмечался в седьмом секторе, минимальный – во втором.

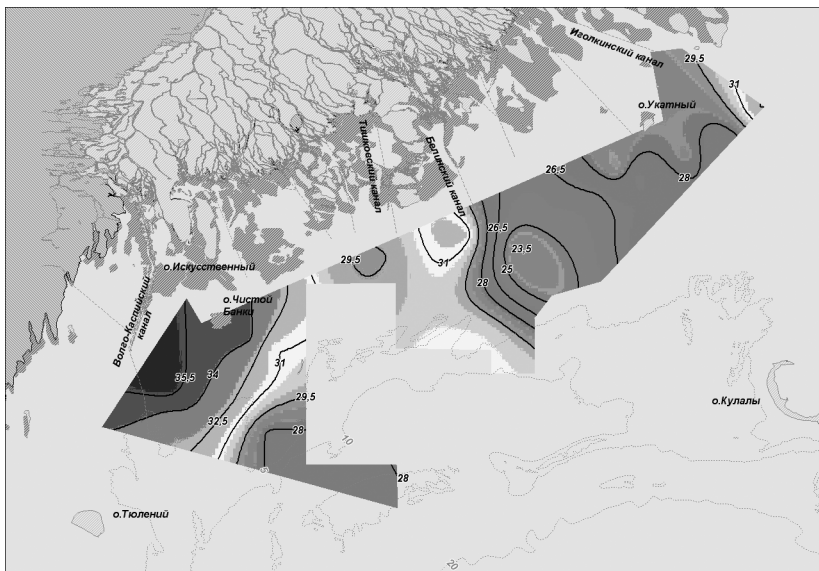
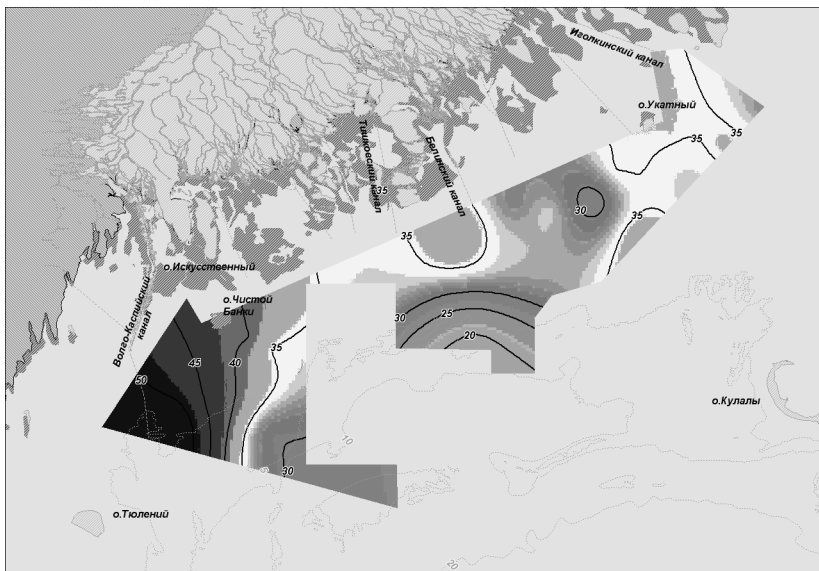


Рис. 16. Пространственное распределение нефтепродуктов в поверхностном и придонном слое воды (тонн/км³) на участке «Северо-Каспийская площадь» в 2006–2012 гг.

Таблица 1.

Трансграничный перенос загрязняющих веществ в различных секторах восточной границы лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь» 10.10.13г. Показатели переноса (а – суммарный перенос, б – приток, с – отток, d – результирующий перенос)

Показатели переноса	Сектор							Итого
	1	2	3	4	5	6	7	
НП, тонн/сут								
a	14,17	10,44	22,93	22,38	23,93	23,23	28,04	145,11
b	1,35	0,41	16,62	17,72	22,89	20,42	21,68	101,10
c	12,82	10,03	6,31	4,66	1,04	2,80	6,35	44,01
d	-11,46	-9,62	10,32	13,06	21,84	17,62	15,33	57,09
Сумма ПАУ, кг/сут								
a	5,58	3,97	8,69	8,84	9,53	8,22	9,94	54,78
b	0,53	0,16	6,30	7,00	9,12	7,23	7,69	38,03
c	5,05	3,81	2,39	1,84	0,42	0,99	2,25	16,75
d	-4,52	-3,65	3,91	5,16	8,70	6,24	5,44	21,28
Сумма ДДТ, кг/сут								
a	0,16	0,11	0,26	0,25	0,27	0,25	0,23	1,53
b	0,02	0,00	0,19	0,20	0,26	0,22	0,18	1,06
c	0,15	0,11	0,07	0,05	0,01	0,03	0,05	0,47
d	-0,13	-0,10	0,12	0,15	0,25	0,19	0,13	0,59
Сумма ГХЦГ, кг/сут								
a	0,07	0,05	0,12	0,11	0,12	0,14	0,16	0,76
b	0,01	0,00	0,09	0,09	0,11	0,12	0,12	0,54
c	0,06	0,05	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,22
d	-0,05	-0,05	0,05	0,06	0,11	0,10	0,09	0,31
Сумма ПХБ, кг/сут								
a	0,53	0,40	0,91	0,94	1,01	1,01	1,22	6,01
b	0,05	0,02	0,66	0,74	0,97	0,89	0,95	4,27
c	0,48	0,38	0,25	0,20	0,04	0,12	0,28	1,74
d	-0,43	-0,37	0,41	0,55	0,92	0,76	0,67	2,52
Цинк, тонн/сут								
a	1,75	1,34	3,18	2,98	3,21	3,47	3,77	19,70
b	0,17	0,05	2,31	2,36	3,07	3,05	2,92	13,93
c	1,58	1,28	0,87	0,62	0,14	0,42	0,85	5,77
d	-1,42	-1,23	1,43	1,74	2,93	2,64	2,06	8,15
Никель, тонн/сут								
a	0,69	0,51	1,16	1,16	1,28	1,27	1,48	7,55
b	0,07	0,02	0,84	0,91	1,23	1,12	1,14	5,34
c	0,62	0,49	0,32	0,24	0,06	0,15	0,34	2,22
d	-0,56	-0,47	0,52	0,67	1,17	0,97	0,81	3,12

Медь, тонн/сут								
a	1,57	1,18	2,66	2,64	2,88	3,08	3,67	17,68
b	0,15	0,05	1,93	2,09	2,75	2,71	2,84	12,52
c	1,42	1,14	0,73	0,55	0,13	0,37	0,83	5,16
d	-1,27	-1,09	1,20	1,54	2,63	2,34	2,01	7,35
Свинец, тонн/сут								
a	0,60	0,45	0,98	0,96	1,05	1,09	1,35	6,48
b	0,06	0,02	0,71	0,76	1,00	0,96	1,04	4,55
c	0,54	0,44	0,27	0,20	0,05	0,13	0,31	1,93
d	-0,49	-0,42	0,44	0,56	0,96	0,83	0,74	2,62
Кадмий, тонн/сут								
a	0,04	0,03	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,40
b	0,00	0,00	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,28
c	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,12
d	-0,03	-0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,04	0,15

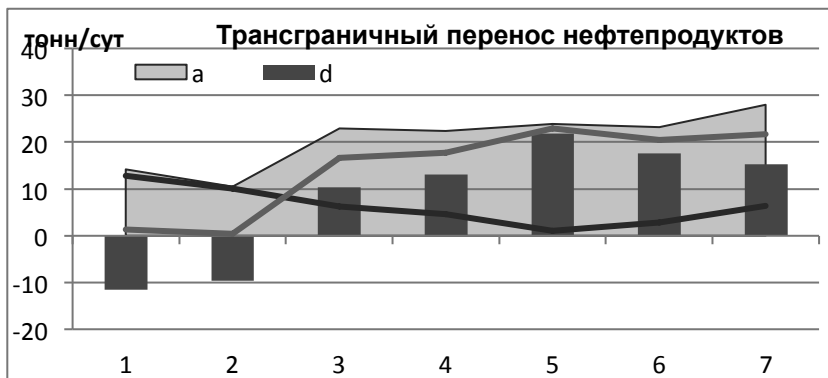


Рис. 17. Трансграничный перенос нефтепродуктов в различных секторах восточной границы лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь» 10 октября 2013 года. На оси абсцисс – номера секторов с севера на юг; a – суммарный перенос; b – приток; c – отток; d – результирующий перенос.

Таким образом, в работе продемонстрирована принципиальная возможность использования оперативной гидродинамической модели Каспийского моря в ее усовершенствованном виде для оценки трансграничного переноса загрязняющих веществ на границе лицензионного участка (а также на границе российского сектора недропользования Каспийского моря).

Разработанная технология расчета трансграничного переноса загрязняющих веществ с использованием данных мониторинга и моделирования представляет собой яркий пример расширяющегося использования методов

и технологий оперативной метеорологии и океанографии для охраны окружающей среды. Ожидается, что на Каспийском море она будет востребована для разработки совместных мер по защите морской среды от загрязнения в рамках Тегеранской конвенции.

Using operational hydro-meteorological models for calculating water exchange and transfer of pollutants between different parts of the Caspian Sea.

Popov S.K., Lobov A.L., Monakhova G.A., Asaeva K.I.

Hydrodynamic model was designed in the Hydrometeorological Center of Russia to calculate the speed of the water flow and transport of pollutants in the Caspian Sea. The model has resolution (nautical mile) and allowed more realistically describe the bottom topography and get detailed distribution of the flow rate on the section in the Northern Caspian. In this article we demonstrated the possibility of using operational hydrodynamic model of the Caspian Sea in its improved form to assess transboundary transport pollution at the border of the Russian sector of subsoil in the Caspian Sea.

Литература

1. Лосев В. М. Гидродинамическая конечно-разностная модель регионального прогноза на ЭВМ CREY. Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра РФ. Вып. 334. С-Пб., Гидрометеоиздат, 2000, с. 69–90.

2. Попов С. К., Зильберштейн О. И., Лобов А. Л., Чумаков М. М. Моделирование сезонного хода уровня Каспийского моря с применением параллельных вычислений. Метеорология и гидрология, 2009, № 12, с. 41–53.

3. Попов С.К., Батов В.И., Елисов В.В., Лобов А.Л. Усовершенствованная технология прогноза течений и уровня Каспийского моря. // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2013 – № 5. – с. 53-59

4. Овсиенко С.Н., Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Шапочкин Д.А., Попов С.К., Ивченко А.А., Зацева С.Н., Лосев В.М., Пурина И.Э., Степанов Ю.А., Жабина И.И., Неудачина А.Ю., Бухаров В.М. Оперативная технология мониторинга и прогноза гидрометеорологических характеристик и параметров аварийных разливов нефти на акваториях морей. // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2005 – № 7. – с. 59–68.

5. Berx, B., M. Dickey-Collas, M.D. Skogen, Y.-H. De Roeck, H. Klein, R. Barciela, R.M. Forster, E. Dombrowsky, M. Huret, M. Payne, Y. Sagarminaga, and C. Schrum. Does operational oceanography address the needs of fisheries and applied environmental scientists? // *Oceanography*, 2011. – V. 24, № 1. – p. 166–171.
6. *Oil Spill Response: A global perspective* / Edited by W.F. Davidson, K. Lee, A. Cogswell. – Springer, NATO SPS Series. – 2008. – 365 p.
7. *Operational Oceanography in the 21st Century* / Schiller, Andreas, Brassington, Gary B. (Eds.) – Springer. – 2011. – 450p.
8. *Sustainable Operational Oceanography* / Edited by H. Dahlin, N.C. Flemming, S.E. Petersson. Proceedings of the Sixth International Conference on EuroGOOS4–6 October 2011, Sopot, Poland. – EuroGOOS. - 2013. – 382 p.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ СОЛЕННЫХ ВОД В ДЕЛЬТУ И АРЕАЛОВ РАСПРЕСНЕННЫХ ВОД НА УСТЬЕВОМ ВЗМОРЬЕ РЕКИ

Соломатов А.С.

В статье приведена методика определения дальности проникновения морских соленых вод в устьевую область реки и распределения морских ареалов на устьевом взморье. Методика позволяет прогнозировать в зависимости от различных влияющих факторов дальность проникновения соленых вод. В статье приведены расчеты дальности проникновения соленых вод на примере реки Северная Двина.

Расположение верхней границы зоны смешения одновременно определяет границу осолонения вод устьевой области реки. Распределение солености в зоне смешения характеризует интенсивность осолонения устьевой области. Знание дальности проникновения соленых вод в устье реки и интенсивности осолонения важно для проектирования водоснабжения и обводнения. Обе характеристики осолонения могут быть найдены эмпирическим или теоретическим путем. Эмпирические расчеты основаны на анализе материалов наблюдений. Теоретические методы разработаны для расчета:

- клина соленой воды в устьевой области реки, этот метод пригоден для сильно стратифицированных вод устья реки;
- турбулентной диффузии соленой воды в устьевой области реки, этот метод применим для условий умеренного и интенсивного перемешивания вод в устье реки.

Теоретические методы применяются в случае, когда нет режимных данных о проникновении соленых вод на устьевой участок реки. Точность теоретических методов ниже точности эмпирических.

Расчет характеристик осолонения на основе эмпирических зависимостей

Метод применим для расчетов верхней границы осолоненного участка и солености внутри зоны смешения для всех типов устьев. Для расчета необходимо иметь эмпирические зависимости, полученные на основе режимных сведений о солености и стоке. В основе метода лежат два вида эмпирических зависимостей:

- зависимость расстояния от исходного створа до изохалин различной средней солености или солености по основным горизонтам от логарифма речного расхода:

$$L_{S\%} = f(Q_p), [1,3] \quad (1)$$

где $L_{S\%}$ – расстояние от некоторого створа до изохалины $S\%$ в придонном горизонте, км; Q_p – речной расход, m^3/c ;

- зависимость распределения солености по основным горизонтам или средней по вертикали от расстояния при определенной величине стока реки:

$$S\% = f(L) \text{ при } Q = \text{const} [3] \quad (2)$$

Для построения эмпирических зависимостей необходимо иметь результаты съемок солености устьевого участка и устьевого взморья при различных расходах воды и величинах прилива. Данные наблюдений наносят на схему. Дополнительно рассчитывают и наносят на схему средние значения солености по вертикали для каждой станции. По нанесенным данным проводят изохалины средней солености и солености на отдельных горизонтах наблюдений: поверхность, 3, 5 м и т.д. Затем от устьевого створа отсчитывают расстояние $L_{S\%}$ вдоль оси стокового течения до изохалин 0,1; 0,5; 1; 2; 5‰ и т.д. Для каждой съемки определяют среднюю величину речного расхода, предшествующего съемке.

Съемки выполняют около моментов полной и малой воды.

Далее в обычном масштабе наносят значения речного расхода и расстояние $L_{S\%}$. Через точки с одинаковыми приливными условиями проводят кривые $L_{S\%} = f(Q_p)$.

Для получения эмпирической зависимости второго вида $S\% = f(L)$ также требуются данные съемок солености. Весь интервал значений речного расхода, при которых проводились съемки солености, делится на ряд подинтервалов, для которых отдельно строят кривые распределения солености в зоне смешения с учетом приливных условий.

Располагая эмпирическими зависимостями указанных видов, можно получить границу осолоненного участка реки при речном расходе различной обеспеченности. По первой зависимости находят положение на устьевом участке изохалин, ограничивающих вершину зоны смешения, например 1‰. По второй зависимости путем экстраполяции находят расстояние, на котором лежит изохалина 0,1‰ или изолиния концентрации $cm = 0,01$, т.е. границу осолоненного участка.

Так на примере протоки Маймакса дельты устьевой области р. Северная Двина построена кривая зависимости дальности проникновения солёности 1‰, зафиксированной на гидрологических разрезах в этой протоке, от речных расходов, измеренных в вершине устьевой области реки Северная Двина на посту Усть-Пинега (Рис. 1).

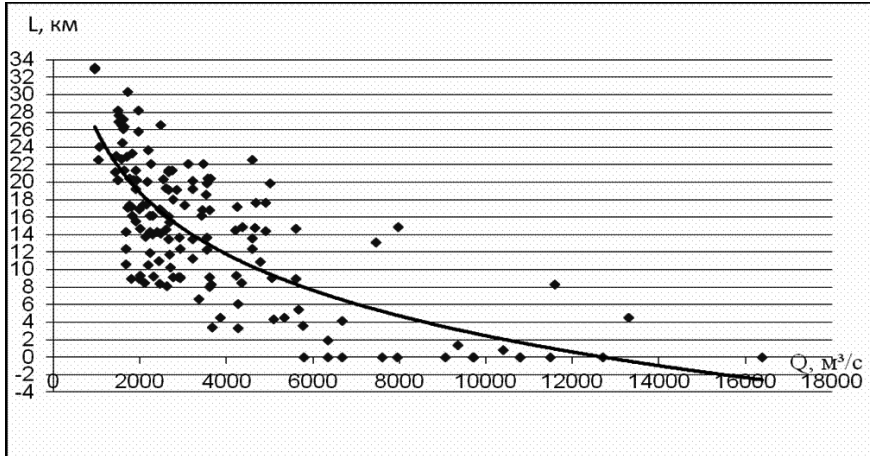


Рис. 1. Кривая зависимости дальности проникновения солёности 1‰, зафиксированной на гидрологических разрезах в протоке Маймакса дельты устьевой области р. Северная Двина, от речных расходов, измеренных в вершине устьевой области реки Северная Двина на посту Усть-Пинега.

Метод расчета солевого клина

Метод может применяться для расчета проникновения солёных вод в устья рукавов по баровым каналам и бороздинам в бесприливных условиях или при малой величине прилива (до 50 см). При расчете пренебрегается влиянием ветрового и приливного перемешивания. Для расчета необходимы данные: морфометрические характеристики устьевое створа, величина скорости стокового течения, а для приливного устья – скорости суммарно-отливного течения, солёность и плотность воды устьевое взморья.

Длина клина солёной воды, проникшей в устье реки, определяется уравнением, полученным на основе теоретического обобщения результатов моделирования [1,3].

$$\frac{L_0}{H} = 6,0 \left(\frac{UdH}{\nu} \right)^{\frac{1}{4}} * \left(\frac{2Uf}{Ud} \right)^{-\frac{5}{2}}, \quad (3)$$

где L_0 – длина клина соленой воды от морской границы до его вершины (см. Рис. 2); H – глубина на фарватере канала (бороздина) на устьевом баре; U_d – плотностная скорость; ν – кинематическая вязкость воды, равная при температуре 5, 10 и 20° соответственно $0,15 \times 10^{-5}$; $0,13 \times 10^{-5}$; $0,10 \times 10^{-5}$ м²/с; U_f – скорость стокового течения на устьевом створе, для приливного устья – скорость отливного течения. Плотностная скорость U_d может быть вычислена по формуле:

$$U_d = \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_m} gH}, \quad (4)$$

где $\Delta\rho$ – разность плотностей соленой и пресной воды в устье реки; ρ_m – средняя плотность перемешанной воды.

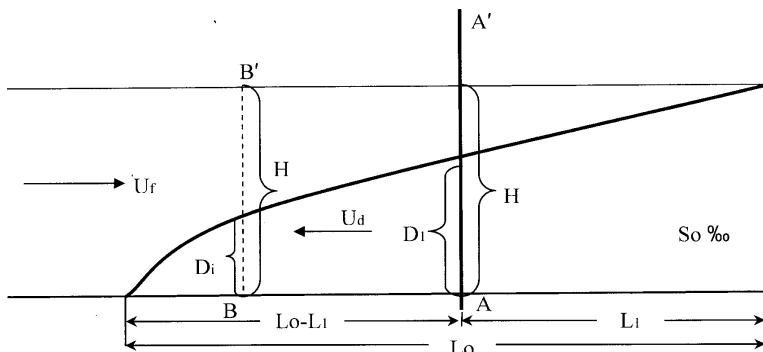


Рис. 2. Схема клина соленой воды в устье реки: L_0 – общая длина клина соленой воды, L_1 – расстояния от морской границы клина соленой воды до устьевых створов, $(L_0 - L_1)$ – дальность проникновения соленой воды на устьевом участке реки, $A-A'$ – устьевой створ, $B-B'$ – рассматриваемый створ, H – глубина, D_1 – толщина слоя соленой воды на устьевом створе, D_i – то же в рассматриваемом створе.

Параметр $Re = \frac{U_d H}{\nu}$ носит название плотностного числа Рейнольдса, а параметр $Fr = \frac{U_f}{U_d}$ носит название плотностного числа Фруда. Толщина слоя соленой воды D_1 на устьевом створе определяется как функция числа Фруда:

$$\frac{D_i}{H} = f(2 Fr) \quad (5)$$

Положение фронтальной поверхности относительно глубин на участке выше устьевых створов определяется по соотношению:

$$\frac{Di}{H} = f\left(\frac{L}{Lo}\right), \quad (6)$$

Расчет ведется в следующем порядке. По формуле (1) определяют длину клина соленой воды в устьевой области реки. По числу Фруда на основании графика зависимости (6) определяют отношение $\frac{Di}{H}$ и соответствующую толщину слоя соленой воды в устьевом створе. Далее по отношению $\frac{Di}{H}$, используя рисунок, определяют значение $\frac{L}{Lo}$, соответствующее значению толщины слоя соленой воды на устьевом створе. Отсюда находят дальность проникновения соленой воды L_i относительно устьевого створа (расстояние от устьевого створа до вершины клина соленых вод). Продольный профиль фронтальной поверхности, ограничивающей клин соленой воды выше устьевого створа, строя по рисунку, исходя из расстояния L_i . Учитывая, что $\frac{Di}{H} \approx \frac{S}{So} = c_m$, можно легко построить кривую распределения средней солености. Распределение концентрации морской воды c_m в стационарном клине соленых вод дано в Таблице 1.

Приведем пример для расчета дальности проникновения соленых вод в устьевую область реки Северная Двина. Для данной устьевой области характерны следующие параметры:

- глубина на фарватере канала устьевого бара $H = 8$ м;
- скорость стокового течения на устьевом створе $U_f = 1,0$ м/с;
- разность плотностей соленой и пресной воды в устье реки $\Delta\rho = 0,021$;
- средняя плотность перемешанной воды $\rho_m = 1,011$.

Таблица 1.

Концентрация морской воды c_m в стационарном клине солености

$\frac{L}{Lo}$	c_m	$\frac{L}{Lo}$	c_m	$\frac{L}{Lo}$	c_m
0,00	1,00	0,35	0,57	0,70	0,34
0,05	0,88	0,40	0,54	0,75	0,32
0,10	0,81	0,45	0,50	0,80	0,28
0,15	0,75	0,50	0,47	0,85	0,24
0,20	0,68	0,55	0,44	0,90	0,19
0,25	0,65	0,60	0,41	0,95	0,14
0,30	0,61	0,65	0,38	1,00	0,00

Рассчитаем плотностную скорость:

$$U_d = \sqrt{\frac{0,021}{1,011} * 9,81 * 8} = 1,28 \text{ м/с},$$

$$\text{число Рейнольдса: } Re = \frac{U_d H}{\nu} = 0,68 * 10^7,$$

$$\text{число Фруда: } Fr = \frac{U_d f}{U_d} = 0,78,$$

по формуле (3) длину клина соленой воды:

$$L_o = 6,0 * (0,68 * 10^7)^{\frac{1}{4}} * (1,56)^{-\frac{5}{2}} = 60 * 51,07 * 0,33 = 101.$$

По зависимости $\frac{D_i}{H} = f(2Fr)$ при $2Fr = 1,56$ для устьевоего створа находим $\frac{D_i}{H} = 0,2$. По зависимости $\frac{D_i}{H} = f\left(\frac{L}{L_o}\right)$ находим $\frac{L}{L_o} = 0,9$ и расстояние от устьевоего створа до вершины клина соленой воды $L_o - L = L_o(1 - 0,9) = 101 * 0,1 = 10,1$ км.

Метод расчета турбулентной диффузии соленой воды

Метод может быть применен для расчета продольного распределения солености воды на устьевом участке реки и устьевом взморье в условиях заметного вертикального перемешивания за счет действия прилива. Плотностная циркуляция учитывается эффективным коэффициентом диффузии. Для расчета необходимы следующие данные: морфометрические характеристики расчетного участка, речной расход или скорость стокового течения, характеристики приливных явлений, соленость воды устьевоего взморья. Дополнительно требуется знание коэффициентов турбулентной диффузии или их расчет независимым методом, а также знание солености в каком-либо створе устьевоего участка реки. В основе расчета продольного распределения средней солености при приливном перемешивании в устьевоей области реки положено уравнение стационарной диффузии в форме:

$$- \text{ для морской воды } c_{Mx} = \frac{\bar{Sx}}{S_0} = e^{-\frac{Ufx}{Kx}}; \quad (7)$$

$$- \text{ для пресной воды } c_{ПРх} = 1 - e^{-\frac{Ufx}{Kx}}. \quad (8)$$

Здесь S_0 – фоновая соленость устьевоего взморья, остающаяся постоянной в течение приливного цикла, а \bar{Sx} , c_{Mx} , $c_{ПРх}$, Uf и Kx – соответственно средняя соленость, концентрация пресной воды, концентрация соленой воды, скорость стокового течения, местное значение коэффициента турбулентной диффузии на расстоянии x от границы морской или пресной воды.

При наличии плотностной стратификации, следовательно, неполном перемешивании по вертикали дополнительный приток морской воды в зону смешения учитывают в формулах (7) и (8) величиной эффективного коэффициента диффузии K'_x вместо K_x .

Концентрацию пресной воды рассчитывают также по формуле:

$$C_{ПРх} = I - \frac{\bar{Sx}}{S_0} = I - C_M \quad (9)$$

По значениям Uf и K_x строят кривую распределения солености вдоль продольной оси устьевое участка реки и прилегающей части устьевого взморья.

Для привязки полученной кривой к конкретному состоянию устья необходимо дополнительно знать величину средней солености в любой точке устьевого участка. Обычно эту величину берут для малой воды и привязку кривой распределения солености к данному створу выполняют для момента малой воды. Распределение солености на полной воде получают путем смещения кривой распределения солености на величину приливного перемещения водной массы.

Скорости стокового течения и коэффициентов турбулентной диффузии рассчитывают либо в среднем для всего устьевого участка реки, либо по его отдельным отрезкам, что улучшает точность расчета. Скорость стокового течения рассчитывают как частное от деления речного расхода в вершине рукава на площадь поперечного сечения на данном отрезке русла или в среднем для всего устьевого участка реки.

Существует несколько способов расчета коэффициентов турбулентной диффузии.

Наиболее общей формулой для расчета может служить соотношение теории локально-изотропной турбулентности [3]:

$$K(l) = cG^{\frac{1}{3}}l^{\frac{4}{3}}, \quad (10)$$

где c – безразмерная постоянная, равна 0,04 для двумерной (продольной или горизонтальной) турбулентности и 0,1 – для трехмерной турбулентности, G – скорость диссипации энергии; l – характерный линейный масштаб (ширина, длина приливного перемещения и т.д.).

Для приливного устья существует формула:

$$K(l) = (0,02 \div 0,04)l^{\frac{4}{3}}, \text{ см}^2/\text{с}, \quad (11)$$

где масштаб турбулентности l выражается в сантиметрах.

Формула (11) получена при скоростях диссипации энергии в интервале $0,125-1,0 \text{ см}^2/\text{с}^3$.

Величину скорости диссипации энергии можно рассчитывать по формуле:

$$G = \frac{g\bar{u}^3}{C^2R}, \quad (12)$$

где \bar{u} – средняя скорость приливного течения; R – гидравлический радиус, обычно, равный средней глубине; C – коэффициент Шези.

При неполном вертикальном перемешивании используют эффективный коэффициент диффузии K'_x , который связан с коэффициентом турбулентной диффузии K_x следующими соотношениями:

$$K'_x = \frac{1}{r} K_x \quad (13)$$

и

$$K'_x = 275 \left(\frac{I}{G}\right)^{\frac{1}{2}} G^{\frac{1}{8}} H^{\frac{4}{3}}, \quad (14)$$

где r – доля турбулентной диффузии в переносе морских солей, определяемая по стратификационно-циркуляционной диаграмме; H – средняя глубина. Скорость изменения потенциальной энергии на единицу массы при смешении I определяется по формуле:

$$I = \frac{Uf * H(\gamma_s - \gamma_f)}{\rho L}, \quad (15)$$

где Uf – скорость стокового течения, γ_f – удельный вес соленой воды, γ_s – удельный вес пресной воды, L – примерная длина зоны смешения.

Полуэмпирические и эмпирические формулы для определения величины эффективного коэффициента диффузии имеют вид:

$$\frac{K'_x}{K_x} = \frac{Uf\Delta x}{\ln\left(\frac{Sx1}{Sx2}\right)G^{\frac{1}{3}}}, \quad (16)$$

$$K'_x = \frac{-Uf}{\frac{d}{dx}(\ln C_{np})}, \quad (17)$$

$$K'_x = \frac{Uf\bar{S}}{\Delta S}, \quad (18)$$

где Δx – расстояние между двумя измерительными вертикалями x_1 и x_2 , $\bar{S}x_1$ и $\bar{S}x_2$ – средние солёности на вертикалях x_1 и x_2 , $C_{пр}$ – концентрация пресной воды, $\frac{\Delta \bar{S}}{\Delta x}$ – градиент средней солёности.

Метод расчета проникновения морских вод в приливные устья рек по данным измерений уровня воды

Гидравлические условия проникновения морских вод в приливное устье реки зависят от распределения стационарного перепада уровня воды на устьевом участке реки. Стационарный перепад уровня воды на устьевом участке реки характеризует геометрический напор речного потока и зависит от речного расхода. Поэтому можно рассчитать дальность проникновения морских вод в устье реки на основании продольного профиля среднего приливного (осредненного за приливный цикл) уровня воды, рассчитываемого от единой эквипотенциальной поверхности. Этот профиль характеризует нарастание стационарного (результатирующего) перепада уровня в речном русле по мере удаления от моря.

Можно использовать метод расчета проникновения морских вод в приливное устье реки по величине стационарного перепада уровня между пунктами уречных наблюдений в устьевой области реки. Необходимую привязку уречных постов к единой отсчетной поверхности можно осуществить методом водного нивелирования в приливных устьях рек.

Для практического применения метода необходимо иметь, по крайней мере, два уречных поста, на которых ведутся измерения уровня воды с помощью самописцев. Один из постов должен располагаться на устьевом взморье и фиксировать колебания уровня моря. Другой пост должен находиться на устьевом участке реки выше границы зоны смешения вод на расстоянии d км от гребня устьевого бара.

Обработка данных измерений уровня воды позволяет вычислить величины мгновенных перепадов уровня между постами, определяемых с дискретностью, например, 1 час. Осредненная величина перепада уровня воды между двумя постами представляет собой величину стационарного перепада уровня воды на устьевом участке реки, рассчитанную относительно среднего приливного уровня моря. Эта величина зависит не только от речного расхода, но и связана с расстоянием от створа верхнего поста до точки, где происходит выклинивание продольного профиля среднего приливного уровня в устье реки.

Анализ продольного профиля среднего приливного уровня в устьях, полученного с помощью методов водного нивелирования, показал, что точка выклинивания продольного профиля среднего приливного уровня в устьях I и II типа располагается у гребня устьевого бара.

В ГОИН'е разработана типизация приливных устьев рек по степени воздействия проникающих в них приливных волн. I тип приливных устьев рек характеризуется слабым воздействием приливной волны, при котором максимальные приливные расходы воды на устьевых створах меньше максимальных речных (руслоформирующих) расходов воды на устьевом участке реки. В морфологическом отношении эти устья имеют много общего с неприливыми, в частности, они включают в себя аллювиальные дельты с сетью рукавов, имеющих следы влияния приливной волны. II тип приливных устьев рек, подверженных умеренному воздействию приливной волны, характеризуется тем, что максимальный приливный расход и максимальный речной расход воды одного порядка. Как правило, эти устья имеют однорукавный (безрукавный) устьевой участок реки с хорошо выраженным приливым расширением русла. В приливых устьях III типа, характеризующихся сильным воздействием приливной волны, максимальный приливный расход на устьевом створе значительно превосходит максимальный речной расход. В этих устьях роль руслоформирующих расходов выполняют приливо-отливные расходы воды. В результате приливной эрозии устьевой участок реки имеет хорошо выраженную воронкообразную форму русла. Такие эрозионные расширения устьевых участков рек носят названия эстуариев в геоморфологическом смысле слова [5].

Допустим, что нарастание стационарного перепада уровня воды на устьевом участке реки происходит линейно. Это справедливо в том случае, если коэффициент Шези для осредненного течения и средняя глубина остаются приблизительно постоянными на устьевом участке реки.

Критерием начала проникновения морских вод в некотором створе устьевом участка реки является условие приближенного равенства стационарного перепада уровня и его бароклинной составляющей на речной границе зоны смешения вод: $\Delta H_c \approx \Delta \bar{H}_{\delta_3}$.

Используя этот критерий и допущение о линейном характере нарастания стационарного перепада уровня воды между двумя уровенными постами, можно получить формулу для расчета фоновой дальности проникновения морских вод в устье реки:

$$l_s = \frac{\Delta \bar{H}_{\delta_3}}{\Delta H_{ci}} d - l\delta, \quad (19)$$

где l_s – фоновая (осредненная за один или несколько приливных циклов) дальность проникновения морских вод на устьевом участке, км; $\Delta \bar{H}_{\delta_3}$ – бароклинная составляющая стационарного перепада уровня воды, в см, рассчитываемая по формуле:

$$\Delta \overline{H}_{63} = \frac{\bar{h}}{2\bar{\rho}} \Delta \rho \quad (20)$$

\bar{h} – средняя глубина в зоне смешения вод; $\Delta \rho$ – разность плотностей морской и речной воды; ΔH_{ci} – рассчитанный на основании измерений на двух постах стационарный перепад уровня воды, см; d – расстояние от гребня устьевого бара до уровенного поста, расположенного выше речной границы зоны смешения вод, км; l_{σ} – расстояние от устьевого бара до устьевого створа, км.

Ориентировочный расчет продольного распределения солёности воды в зоне смешения можно выполнить, располагая оценкой величин эффективной толщины зоны смешения и уклона изогалин в ней. Эффективную толщину зоны смешения вод можно установить на основе типа ее структуры, а оценку уклона изогалин можно получить на основе выражения (21), связывающего удельный расход речных вод и осредненный коэффициент турбулентной диффузии в зоне смешения вод:

$$\overline{Kz} = q_p \left(\frac{dS}{dx} \right) \left(\frac{dS}{dz} \right)^{-1} = q_p I_s, \quad (21)$$

где \overline{Kz} – осредненная по вертикали величина вертикального коэффициента турбулентной диффузии; q_p – удельный расход речных вод на некоторой вертикали в зоне смешения; $\frac{dS}{dx}$ – осредненная величина продольного градиента солёности; $\frac{dS}{dz}$ – осредненная величина вертикального градиента солёности; I_s – уклон изогалин в зоне смешения вод.

Данный метод можно использовать для расчета параметров проникновения морских вод в приливные устья рек I и II типа для интервалов времени от 13 часов и более. Этот метод позволяет вести оперативный расчет дальности проникновения морских вод в устье реки и следить за процессом, не проводя дорогостоящих регулярных гидрологических съемок зоны смешения вод. В приливных устьях рек III типа данный метод нельзя применять из-за сильного влияния остаточного волнового уклона водной поверхности. Для этих устьев рек требуется дополнительные исследования с целью разработки специального метода расчета дальности проникновения морских вод на основе измерений уровня.

На примере устья р. Северная Двина определена дальность проникновения морских вод по данному методу. В качестве морского принят уровенный пост МГ-2 Северодвинск, расположенный на устьевом взморье. В качестве второго поста на устьевом участке реки взят уровенный пост МГП-2

Соломбала, находящийся в 45 км от гребня устьевго бара (d) и в 38 км от устьевго створа. Расстояние от устьевго бара до устьевго створа: $l_b = 45 - 38 = 7$ км. Стационарный перепад уровня между этими постами (ΔH_{ci}) зависит от величины речного расхода (Рис. 3), для $Q_p = 2000 \text{ м}^3/\text{с}$ $\Delta H_{ci} = 17$ см.

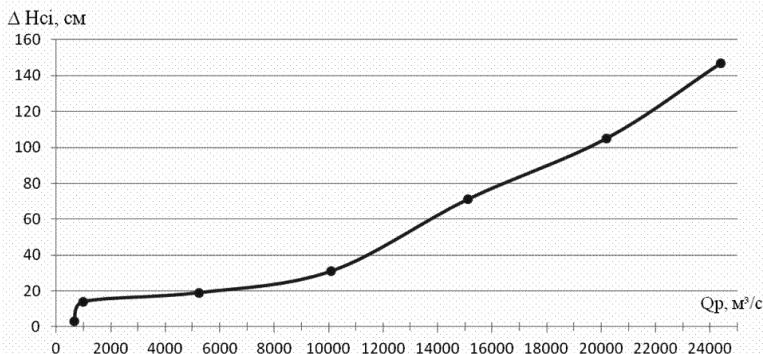


Рис. 3. Зависимость стационарного перепада уровня ΔH_{ci} в устье р. Северная Двина между постами МГП-2 Соломбала и МГ-2 Северодвинск от величины расхода речных вод Q_p в вершине.

На основании исходных данных получено следующее приближенное значение $\overline{H_{63}}$: для устья реки Северная Двина оно составляет 10 см.

Фоновая дальность проникновения морских вод в устье реки:

$$l_s = \frac{10}{17} \times 45 - 7 = 19,5 \text{ км.}$$

Методика расчета границы ареалов распресненных вод на устьевом взморье реки

Рассмотрим влияние наиболее важного фактора – речного стока, считая для упрощения, что осадки, выпадающие над морем, компенсируются испарением с морской поверхности. Осадки составляют малую долю от стока рек.

Достаточно надежным положением распространения речных вод в море можно считать изменение солёности. Назовем величину солёности, которая мало меняется в течение длительного времени, показательной или базисной. Эта солёность устойчива (многолетняя), наблюдается в придонных слоях моря. Слой морской менее солёной воды (в деятельном слое), расположенный над слоем базисной солёности, подвержен сезонным и пространственным изменениям, прежде всего, вследствие влияния стока рек.

Примем во внимание, что в районе впадения рек воды будут более распресненными, чем в открытой части моря, и летнее распреснение воды больше, чем зимнее, что связано с изменением объема речных вод.

В общем виде столб деятельного слоя на океанографической станции можно представить состоящим из фиктивной части морской воды с показательной соленостью и фиктивной части пресной воды. На основании анализа распределения фиктивной части (слоя) пресной воды выясним влияние речных вод на распреснение морской воды.

Поступление речных вод носит сезонный характер. В весенне-летний период поступает до 60% стока.

Примем фиктивную часть морской воды с соленостью, которая наблюдается в придонном горизонте рассматриваемого района, и изменения ее в отдельные годы незначительной равной единице и назовем ее базисной (показательной). Тогда при солености морской воды менее базисной имеем смесь морской и речной воды в деятельном слое.

Часть объема морской (K_M) или речной воды (K_P) в смеси можно приближенно вычислить по формуле (22):

$$K_M = \frac{S}{S_0}, K_P = 1 - K_M, \quad (22)$$

где S – средневзвешенная соленость, S_0 – показательная соленость.

Тогда величина суммарной толщи (столба) речной воды (м) будет:

$$B_P = K_P H, \quad (23)$$

где H – столб воды от поверхности до дна, м.

Фоновая величина дальности проникновения морских вод в устье реки, полученная по «Методу расчета характеристик осолонения на основе эмпирических зависимостей», может заметно отличаться от фактической мгновенной величины за счет влияния ошибок метода и короткопериодных факторов. Ошибка метода для устья реки Северная Двина может составлять ± 4 км.

Результаты расчета дальности проникновения морских вод в устья, полученные по «Методу расчета проникновения морских вод в приливные устья рек по данным измерений уровня воды» согласуются с кривой, полученной на основе осреднения данных о фактической дальности проникновения морских вод в устье реки Северная Двина. Это свидетельствует о высокой эффективности предложенного метода расчета фоновой величины дальности проникновения морских вод в приливное устье реки. Данный метод можно использовать для расчета параметров проникновения морских вод в приливные устья рек I и II типа для интервалов времени от 13 часов и более. В приливных устьях рек III типа данный метод нельзя применять из-

за сильного влияния остаточного волнового уклона водной поверхности. Данный метод в отличие от «Метода расчета характеристик осолонения на основе эмпирических зависимостей» позволяет вести оперативный расчет дальности проникновения морских вод в устье реки и следить за процессом, не проводя регулярных гидрологических съемок зоны смешения вод.

Недостатком расчета дальности проникновения соленых вод в устье реки «Методом расчета солевого клина» является то, что:

- метод применим для бесприливных условий и при малой величине прилива (до 50 см);
- при расчете пренебрегается влиянием ветрового и приливного перемешивания;
- метод не учитывает изменение глубин на устьевом участке реки.

Method of determining the border saline intrusion in the delta and habitats desalinated waters at the mouth seaside river

Solomatov A.S.

This article describes a method of determining the distance of penetration of sea salt water in the river mouth area and desalination of sea areas at the mouth beach. This technique allows to predict, depending on various factors influencing the range of saline intrusion. The article also presents calculations distance of penetration of salt water on the example of the Northern Dvina River.

Литература

1. Байдин С.С., Лупачев Ю.В. Взаимосвязь процессов дельтообразования и смешения вод в устьевой области реки – Труды ГОИН, вып. 118, М., Гидрометеиздат, 1974, 144 с.
2. Лупачев Ю.В. Метод приближенного расчета проникновения соленых вод в устье реки - Труды ГОИН, вып. 118, М., Гидрометеиздат, 1974, 144 с.
3. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях – М., Гидрометеиздат, 1973, 536 с.
4. Победоносцев С.В. Влияние речного стока на соленость вод Белого моря – Труды ГОИН, вып. 161, М., Гидрометеиздат, 1982, 128 с.
5. Лупачев Ю.В., Полонский В.Ф., Скриптунов Н.А. Гидролого-Морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза) – Санкт-Петербург, Гидрометеиздат, 1992, 384 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Яковлев Н.Г.

Современное состояние и проблемы моделирования
циркуляции в Арктических морях 6

Соколовский М.А., Филюшкин Б.Н., Яковенко О.И., Кожелупова Н.Г.

Численное моделирование взаимодействия
мезомасштабного вихря и внутритермоклинных линз 24

Соколов В.А., Фомин В.В.

Метод совместной интерполяции и анализа вероятных значений
термохалинных полей на примере его использования в зоне фронта
Гольфстрима 48

Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Мартынов Е.С., Полозок А.А.

Климатические характеристики волнения Азовского моря
на основе натурных данных наблюдений и реанализа 60

Никитин О.П., Касьянов С.Ю.

Поверхностные течения Норвежского и Гренландского морей 79

Филиппов Ю.Г.

О возможных изменениях в прибрежной зоне юго-восточной части
Азовского моря при повышении уровня моря 86

Краюшкин Е.В., Демидов А.Н., Калашиникова Н.А.

Изменение средних значений температуры и солености водных масс
в западной части южной Атлантики ниже поверхностного слоя 96

Дианский Н.А., Степанов Д.В., Гусев А.В.

Долгопериодная изменчивость циркуляции вод
северной части Японского моря 104

Самолубов Б.И., Иванова И.Н.

Математическое моделирование системы течений
со сгонно-нагонным и плотностным потоками 123

<i>Жуков Ю.Н.</i> Логические особенности математических моделей в гидрометеорологии.....	135
<i>Мельников В.А.</i> Структура спектров и интерпретация гидрофизических процессов	142
<i>Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С.</i> Оперативная океанология в Гидрометцентре России: состояние и перспективы.....	157
<i>Шелковников Н.К.</i> Ветровые экстремальные волны в океане. Механизм образования и возможности прогнозирования	172
<i>Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю</i> Ледовый режим залива Восточный Сиваш.....	188
<i>Борисов Е.В.</i> Динамика ВКС Черного моря при штормовом ветре в квазидвумерном приближении	197
<i>Кабатченко И. М., Введенский А.Р., Литвиненко Г.И., Резников М.В., Фомин В.В.</i> Моделирование волнения в экстремальных штормах Черного моря	209
<i>Григорьев А.В.</i> Моделирование динамики вод прибрежной зоны Черного моря	221
<i>Дьяков Н.Н., Белогудов А.А.</i> Водообмен залива Сиваш с Азовским морем через пролив Генический (Тонкий)	240
<i>Антонюк А.Ю.</i> Спутниковый мониторинг Азово-Черноморского бассейна с целью обеспечения экологической безопасности	254

<i>Сыроешкин А.В., Чичаева М.А., Матвеева И.С.</i> Повторяемость взаимно-однозначных зависимостей между концентрациями тяжелых металлов и дисперсностью морского аэрозоля (на примере двух экспедиционных исследований на Черном море).....	268
<i>Рябинин А.И., Клименко Н.П., Боброва С.А.</i> Хлорорганические пестициды в северных прибрежных водах Черного моря.....	288
<i>Рябинин А.И., Смирнова Л.Л., Мальченко Ю.А., Данилова Е.А., Еркушов В.Ю., Богославец В.В.</i> Исследование донных отложений в антропогенной зоне шельфа южного берега Крыма	307
<i>Мезенцева И. В., Мальченко Ю. А.</i> Комплексный подход в организации мониторинга загрязнения морских вод в прибрежных акваториях Севастополя	326
<i>Попов С.К., Лобов А.Л., Монахова Г.А., Асаева К.И.</i> Использование оперативной гидрометеорологической модели для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря	340
<i>Соломатов А.С.</i> Методика определения границы проникновения соленых вод в дельту и ареалов распресненных вод на устьевом взморье реки	358

Сборник научных трудов
Труды ГОИН
Выпуск 216
ИССЛЕДОВАНИЯ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Редактор – **Сычев Ю.Ф.**
Технические редакторы: **Кузнецова О.В.**,
Верстка – **Турышев В.С.**
Корректор – **Сергунова Д.Ю.**

Подписано в печать 25.05.15. Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Печатных листов 23.5. Заказ № . Тираж 300 экз.

Издательство «**Артифекс**», г. Обнинск, com@art-fex.com.
Отпечатано в **ОАО «Можайский полиграфический комбинат»**.
143200, г. Можайск, ул. Мира, 93.
www.oaompk.ru