

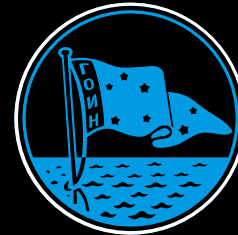
РОСГИДРОМЕТ  Федеральная служба
по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей
среды

ТРУДЫ ГОСУДАРСТВЕННОГО
ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

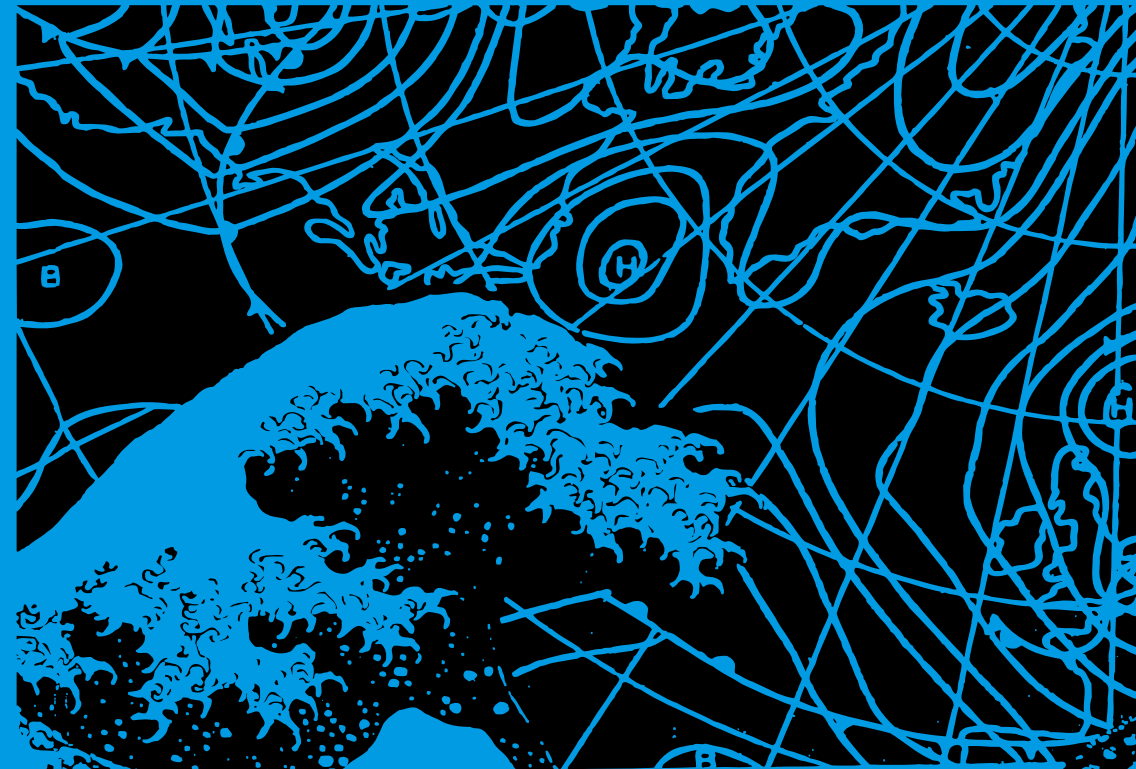
ВЫПУСК
220

ВЫПУСК
220

Исследования океанов и морей



Исследования
океанов и морей



ISSN 0371-7119

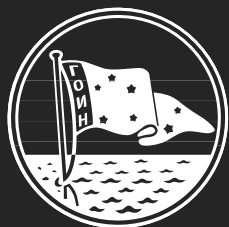


9 770371 711003 >

**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 220

*Под редакцией
д-ра геогр. наук, профессора В.М. Грузинова*

**Москва
2019**

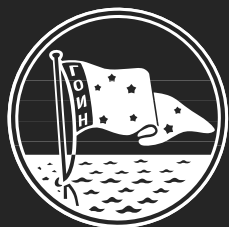
185 ЛЕТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЕ РОССИИ



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. 220

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

**Moscow
2019**

УДК 551.466+551.467
ББК 91.99+26.23+26.221

Рецензенты:

докт. геогр. наук, чл-корр. РАН Нейман В.Г.

докт. физ-мат. наук Фомин В.В.

В предлагаемый читателю сборник Трудов Государственного океанографического института включены статьи, подготовленные на основе докладов, прочитанных на VI Всероссийской конференции по прикладной океанографии, состоявшейся в ГОИН`е в октябре 2018 г. Эта конференция, ставшая уже традиционной для российской океанографической общественности, подвела некоторые промежуточные итоги работы ГОИН`а, а также заслушала интересные научные результаты, полученные в других институтах морского профиля. К этим результатам относятся как работы опытных заслуженных специалистов, широко известных как в нашей стране, так и за рубежом, и работы молодых ученых, только начинающих свой путь в большой науке.

В частности, в Сборник включена статья члена-корреспондента РАН Коротяева Г.К., в которой подводятся итоги развития физической океанографии не только в нашей стране, но и за рубежом. Автор убедительно показал, что за прошедшие годы океанография прошла большой путь от чисто описательной науки, до глубокой теоретической и практической дисциплины, одной из важнейших среди всех наук о Земле, опирающейся на точные физические закономерности, хорошо описываемые современными математическими моделями. Особый блок в Сборнике составляют работы, посвященные современным климатическим изменениям. Прежде всего, следует выделить статью В.И. Бышева, В.Г.Неймана и других, связанную с особенностями динамики современного климата. В этой статье подчеркнута роль Мирового океана в современных климатических изменениях. В других работах, составляющих этот раздел Сборника, приводятся последствия современного глобального потепления. В частности, в статье Юлина А.В., Тимофеевой А.Б. и других исследована межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости российских арктических морей. Исследования авторов статьи убедительно показали, что ледовитость арктических морей в последние десятилетия неуклонно сокращается. Это имеет большое практическое значение для обеспечения работы флота на трассе Северного морского пути.

В статьях Дымент Л.Н., Лосева С.М. и Вражкина А.Н., Кабатченко И.М. и других рассмотрены проблемы, связанные с динамикой ледяного покрова в Арктическом бассейне и прогнозом ветрового волнения с учетом ледовых условий. Эти работы имеют четкую практическую направленность и полностью соответствуют тематике конференции – прикладная океанография.

Большой интерес представляет статья известного специалиста в области гидродинамики и механики сплошных сред проф. Чашечкина Ю.Д., посвященная проблеме сравнения результатов теоретических, лабораторных и натуральных исследований процессов в океане. В связи с глобальным потеплением резко возросли риски, связанные с повышением уровня Мирового океана. Этой проблеме посвящена статья Холопцева А.В. и других, в которой на основе длительного ряда натуральных наблюдений разработана технология оценки опасности от повышения уровня и возможных наводнений. Такая методика позволяет заблаговременно принять защитные меры и предотвратить неблагоприятные последствия.

Вопросы изменения уровня Каспийского моря рассмотрены в статьях Борисова Е.В. (и других) и Выручалкиной Т.Ю. (и других). Теоретическим вопросом изучения экстремальных значений колебаний уровня моря посвящена статья Жукова Ю.Н. и, наконец, блок статей, связанных с уровнем моря, заканчивается статьей Филиппова Ю.Г., в которой приводится разработанный автором физико-статистический метод прогноза опасных подъемов уровня в порту Таганрог.

Общим проблемам исследования морей и океанов посвящены статьи, в которых содержатся результаты исследования меридионального переноса вод в низких широтах Атлантического океана и описывающие результаты модельных расчетов циркуляции в ограниченном водном объекте.

Сборник завершается статьями, посвященными оценке состояния морской окружающей среды Черного и Каспийского морей и разработке и практическому использованию коротковолновой радиолокационной аппаратуры для оценки состояния прибрежных акваторий.

Выпуск Трудов ГОИН`а №220 представляет интерес для специалистов, работающих в области морской гидрометеорологии, студентов и аспирантов гидрометеорологического профиля и смежных дисциплин.

This issue of the SOI's Proceedings includes articles prepared on the basis of reports presented at the VI All-Russian Conference on Applied Oceanography, held in SOI in October 2018. This conference, which has already become traditional for the Russian oceanographic community, has summed up some of the interim results of investigations as well as interesting scientific results obtained at some other marine institutes. These results include both the work of experienced specialists, widely known both in our country and abroad, and the work of young scientists who are just starting their way into science.

In particular, the collection includes an article by Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences Korotayev G.K., which summarizes the global development of physical oceanography. The author has convincingly shown that over the past years, oceanography has gone a long way from purely descriptive science to deep theoretical and practical discipline, one of the most important of all the earth sciences, based on precise physical patterns well described by modern mathematical models. A special block in the Collection consists of works devoted to modern climate change. First of all, we should mention the article V.I. Byshev, V.G. Neyman and others, associated with the peculiarities of the dynamics of the current climate. This article emphasizes the role of the oceans in modern climate change. Other papers that make up this section of the Conference present the effects of modern global warming. In particular, in the article by Yulin A.V., Timofeeva A.B. and others, the inter-annual and seasonal variability of the ice cover of the Russian Arctic seas was studied. Reports presented by the authors have convincingly shown that the ice cover of the Arctic seas has been steadily declining in recent decades. This is of great practical importance for the operation of the fleet over the Northern Sea Route.

In the articles Dyment L.N., Losev S.M. and Vrazhkina A.N., Kabatchenko I.M. and others addressed the problems associated with the dynamics of ice cover in the Arctic Basin and the forecasting of wind waves, taking into account ice conditions. These works have a clear practical orientation and are fully consistent with the subject of the conference – applied oceanography.

Of great interest is the article by a famous specialist in the field of hydrodynamics and continuum mechanics prof. Yu.D. Chashechkin dedicated to the problem of comparing the results of theoretical, laboratory and field studies of processes in the ocean. Due to global warming, the risks associated with rising sea level have increased dramatically. The report by Kholoptsev A.V. and others devoted to this issue and based on a long series of field observations includes technology developed to assess the risk of rising levels and possible flooding. This technique allows to take protective measures in advance and prevent adverse consequences.

Issues on changing the level of the Caspian Sea are considered in the articles by E.V. Borisov and others and Vyruchalkina T.Yu. and others. The article by Zhukov Yu.N. is devoted to theoretical aspects of studying extreme values of sea level fluctuations. And, finally, a block of articles related to sea level problems ends with the article by FG Y. Filippov, which contains a physico-statistical method developed by the author for predicting dangerous level rises in the port of Taganrog.

The general problems of studying the seas and oceans concern articles that contain the results of a study of the meridional water transport in the low latitudes of the Atlantic Ocean and describe the results of model calculations of circulation in a limited water object.

The collection ends with articles on assessing the state of the marine environment of the Black and Caspian Seas and the development and practical use of short-wave radar equipment for assessing the state of coastal waters.

The issue of the SOI's Proceedings No. 220 is of interest to specialists working in the field of marine hydrometeorology, undergraduate and postgraduate students of hydrometeorological profile and related disciplines.

ISSN 0371-7119

ТРИДЦАТЬ ЛЕТ ЭВОЛЮЦИИ ФИЗИЧЕСКОЙ ОКЕАНОГРАФИИ В РОССИИ И МИРЕ

Коротаяев Г.К.

Морской гидрофизический институт РАН

В статье рассматриваются основные направления исследований в области физической океанографии за последние тридцать лет. Дается обзор крупных программ, которые реализовывались в СССР в конце 80-х годов прошлого века. Обсуждается соответствие этих программ общемировым тенденциям. Представлен обзор основных тенденций развития физической океанографии в последующие годы. Отмечаются достижения в области развития методов и средств наблюдений океана. Также обсуждается возросшая роль численных моделей, описывающих океанические процессы в исследованиях морской среды. Показано как развитие численных моделей циркуляции океана и широкомасштабных наблюдений, охватывающих весь Мировой океан, позволило перейти к оперативным прогнозам состояния морской среды. Отмечаются особенности Арктического бассейна, которые не позволяют пока добиваться хороших точностей прогнозов в высоких широтах. Обсуждается состояние океанографических исследований в России и оценивается их способность отвечать самым высоким международным стандартам.

Физическая океанография в конце 80-х годов

К началу 50-х годов прошлого века в мире был накоплен значительный объем гидрологических наблюдений. Количество наблюдений профилей температуры и солености морской воды, а также скорости морских течений стало существенно нарастать по мере развития флота научно – исследовательских судов и проведения скоординированных международных программ, таких как Международный геофизический год, Эквалант, ПИГАП и др. На основе анализа новых объемов наблюдений были сделаны последние географические открытия, завершившие формирование представлений об основных океанических течениях, таких как глубинные противотечения на экваторе: течения Кромвелла, Ломоносова и Тареева. Было подтверждено экспериментально наличие противотечения под Гольфстримом, существование которого было предсказано Стоммелом.

Существенным достижением, изменившим с течением времени весь облик физической океанографии, явилось открытие советскими учеными синоптических вихрей в океане. Первый целенаправленный эксперимент, направленный на выявление крупномасштабных вихрей в океане был выполнен в Аравийском море в 1967 году. Однако убедительное доказательство существования

крупномасштабных вихрей в открытом океане было получено в эксперименте «Полигон-70» [2].

Возможности океанографических исследований существенно возросли после внедрения в практику экспедиционных работ новых электронных зондов, пришедших на смену батометрам, с помощью которых проводились наблюдения в предыдущие годы. Новые зонды позволяли проводить измерения с повышенной точностью и значительно более высоким пространственным разрешением. Развитие электроники также дало возможность разработать новые измерители скорости течений, позволявшие проводить наблюдения с высокой частотой и в течение длительного промежутка времени. Кроме того, были созданы разнообразные новые приборы, такие как буксируемые зонды, свободно падающие зонды, производящие вертикальное зондирование со сверхвысоким разрешением и др.

Накопленные новые наблюдения не только показали, что океан изменчив в широком диапазоне пространственных и временных масштабов, но и позволили дать классификацию основных видов его изменчивости [11]. Более того, к концу 80-х годов прошлого века были созданы концептуальные модели основных типов изменчивости Мирового океана, позволяющие количественно, достоверно описывать отдельные явления.

Было показано, что значительная часть энергии изменчивости океана сосредоточена на синоптических масштабах. Синоптические вихри в океане играют ту же роль, что и атмосферные циклоны и антициклоны. Таким образом, помимо климата океана можно говорить о его погоде, которая оказывает воздействие на различные стороны человеческой деятельности.

Детальное исследование синоптической изменчивости открытого океана было выполнено в рамках крупномасштабного международного эксперимента ПОЛИМОДЕ [8]. Полученные представления о характере синоптической изменчивости океана стимулировали развитие численных вихререзающих моделей океана. Явное описание динамики синоптических вихрей и других синоптических процессов позволило значительно улучшить воспроизведение особенностей крупномасштабной структуры океанских течений в численных расчетах.

Увеличившийся объем информации о состоянии океана позволил развить более детальные представления о его роли в формировании климатических изменений. На основе анализа наблюдений и выработанных Стоммелом представлений о характере глубинных течений в океане [25] достигнуто понимание механизма переноса тепла морскими течениями. Была также выяснена особая роль тропических областей океана в обеспечении крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы.

С конца 70-х годов помимо традиционных экспедиционных исследований морской среды стали интенсивно развиваться методы дистанционного зондирования океана с искусственных спутников Земли. К концу 80-х годов уже стали доступны рутинные наблюдения с ИСЗ полей температуры поверхности океана с хорошей точностью. Был также очерчен круг перспективных приборов дистанционного зондирования, таких как ИК и СВЧ радиометры, альтиметры, скаттерометры, локаторы с синтезированием апертуры.

Конец 80-х годов прошлого века можно рассматривать как определенный рубеж в развитии физической океанографии. К этому времени подошла к завершению эра исследований основных океанских процессов, основанная на технологиях наблюдений, созданных в 60-е – 70-е годы. Дальнейшее развитие физической океанографии и в первую очередь необходимость подробного наблюдения характеристик открытой советскими учеными синоптической изменчивости океана обусловило потребность в развитии новых технологий наблюдений и новых методов их анализа.

Советская физическая океанография в конце 80-х годов

Советская физическая океанография 80-х годов в целом находилась на лидирующих позициях. Лучшие модели гидрологических зондов и измерителей течений вполне соответствовали мировым стандартам. Большое количество научно-исследовательских судов Академии наук и Гидрометслужбы давало возможность реализовывать крупные проекты, в результате чего СССР поставлял в международные центры данных более 50 % от всего объема гидрологических наблюдений.

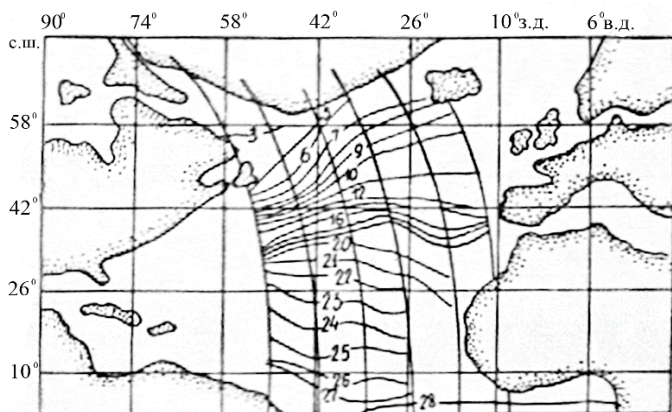


Рис.1.
Карта температуры поверхности океана по данным СВЧ-радиометра в эксперименте с ИСЗ «Космос-1151» согласно [16]

С начала 80-х годов в стране довольно успешно развивалась программа дистанционного зондирования океана из Космоса. На ИСЗ «Космос-1151» были отработаны принципы наблюдений океана в ИК и СВЧ диапазонах спектра электромагнитных волн [16] (Рис. 1).

В эксперименте с ИСЗ «Интеркосмос-21», на котором был установлен многоканальный спектрометр ГДР, построена глобальная карта продуктивности Мирового океана, в основном соответствовавшая аналогичной карте, построенной НАСА примерно в то же время по данным сканера CZCS.

Запущенный в 1983 году космический аппарат «Космос-1500» с радиолокатором бокового обзора на борту позволял наблюдать характеристики ледяных полей [1]. Наблюдения с РБО неоднократно использовались для проводки судов в Арктике и Антарктике. Высокое качество наблюдений показал радиолокатор с синтезированием апертуры, запущенный на космическом аппарате «Алмаз-1». В начале 90-х годов планировался запуск специализированного всепогодного ИСЗ для картирования температуры поверхности океана с точностью не хуже $0,5^\circ$ и альтиметрической миссии.

Идеологически очень важной была программа «Разрезы», посвященная исследованию роли океана в формировании короткопериодных климатических изменений [10]. В основе программы лежали регулярные гидрологические наблюдения в так называемых энергоактивных зонах океана. Концепция энергоактивных зон позволяла выполнять регулярные наблюдения в относительно небольших по размеру районах Мирового океана, что посылно для большого флота научно-исследовательских судов Академии наук и Госгидромета. В рамках этой программы, по-видимому, впервые модели циркуляции океана рассматривались в качестве составляющей системы мониторинга Мирового океана. Численные расчеты циркуляции Мирового океана должны были помочь выявить механизмы распространения влияния энергоактивных зон на прочие его регионы.

В этой связи в рамках программы «Разрезы» была выполнена серьезная работа по инвентаризации моделей циркуляции океана, разработанных в СССР и их интеркалибрации для отбора наиболее перспективных [17]. Выполненная работа явилась основой для создания отечественных вихреразрешающих моделей циркуляции океана и других морских бассейнов. Вихреразрешающие модели циркуляции океана первоначально калибровались по данным гидрологических съемок полигона «ПОЛИМОДЕ». На основе этих же наблюдений отрабатывались алгоритмы ассимиляции гидрологических измерений в вихреразрешающих моделях [9].

С учетом результатов, полученных на полигоне «ПОЛИМОДЕ» на Черном море, был дополнительно проведен специализированный эксперимент, направленный на сбор данных наблюдений, необходимых для калибровки

вихреразрешающей модели и тестирования методов их ассимиляции [7]. Черное море рассматривалось как очень удобный объект, так как оно практически замкнуто и нет необходимости заниматься проблемой задания граничных условий на жидких границах. Кроме того, в 80-е годы бассейн не был еще разделен на экономические зоны, что позволяло проводить наблюдения на всей его акватории. Наконец, на Черном море базировалось значительное количество судов, способных проводить гидрологические измерения. Это позволило выполнить три последовательные квазисинхронные гидрологические съемки всего моря с достаточно высокой подробностью. С использованием этих наблюдений была создана вихреразрешающая модель Морского гидрофизического института и модуль ассимиляции наблюдений [3]. Затем, был построен макет системы прогноза циркуляции вод Черноморского бассейна, который рассматривался как прототип аналогичной системы прогнозов состояния всего Мирового океана [15].

Успешная реализация программы дистанционного зондирования океана с ИСЗ позволила рассматривать спутниковые наблюдения как важную составляющую программы «Разрезы». В этой связи разработана концепция спутникового мониторинга океана [4, 14]. Основная идея концепции заключалась в том, что наблюдения поверхности океана с ИСЗ должны ассимилироваться в моделях циркуляции, что позволит распространить их влияние на всю толщу вод. Одновременная ассимиляция наблюдений в энергоактивных зонах и данных дистанционного зондирования с ИСЗ в модели циркуляции должна была составить основу мониторинга состояния Мирового океана как базы прогнозов климатических изменений на сезон.

Отметим, наконец, проект Гидрометслужбы «Моря СССР», который реализовывался Государственным океанографическим институтом. В рамках проекта на основе наблюдательной сети, созданной во внутренних и окраинных морях СССР (за исключением покрытых льдом морей Северного Ледовитого океана), подготовлена серия монографий, подробно описывающих режим каждого из бассейнов [12].

Все сказанное выше позволяет утверждать, что советская физическая океанография в конце 80-х годов находилась на передовых позициях. Некоторое технологическое отставание в качестве и ассортименте океанологического и космического приборостроения, а также недостаток вычислительных мощностей компенсировались передовыми идеологическими подходами. Советская физическая океанография в основном была готова к восприятию новых наблюдательных технологий и методов обработки наблюдений.

Главные вехи развития физической океанографии

Эпохальным проектом 90-х годов явился эксперимент по исследованию океанической циркуляции (World Ocean Circulation Experiment, WOCE) [19, 22]. Заявленной целью проекта был сбор взаимодополняющих наблюдений за состоянием океана, позволяющих построить и откалибровать климатические численные модели циркуляции вод Мирового океана. Ключевым элементом проекта являлась программа гидрологических измерений. Весь Мировой океан был покрыт периодически повторяемыми гидрологическими разрезами (Рис. 2), на которых выполнялись глубоководные зондирования с высокоточными измерениями температуры и солёности морской воды (в этом отношении он слегка перекликался с программой «Разрезы»). Кроме того наблюдались изменения с глубиной концентрации кислорода и распределения пассивных геохимических трассеров, позволявших определять возраст формирования и перенос водных масс. Наблюдения на стандартных разрезах дополнялись измерениями распределений температуры морской воды в верхнем слое океана с помощью теряемых батитермографов, установленных на торговых судах, выполнявших коммерческие рейсы. Большое внимание в проекте уделялось наблюдениям потоков тепла, влаги и импульса на поверхности океана и оценкам точности этих наблюдений.

WOCE Hydrographic Program One-Time Survey

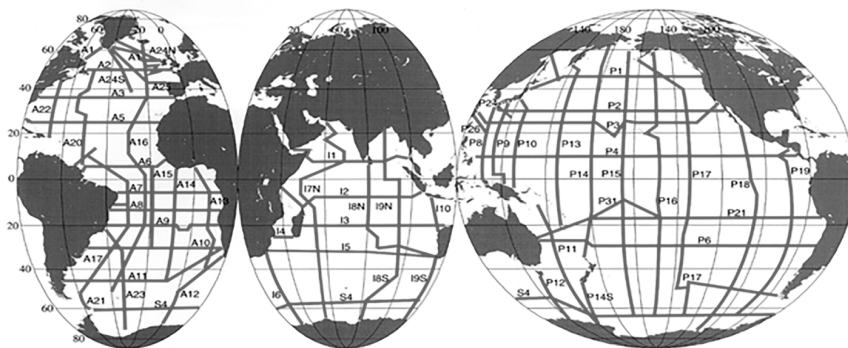


Рис. 2 Схема гидрологических разрезов программы WOCE

Замечательным достижением проекта WOCE явилось внедрение новых технологий регулярных автономных наблюдений основных характеристик океана. В рамках проекта были созданы поверхностные дрейфующие буи (дрифтеры), позволяющие наблюдать скорость течений в приповерхностном слое моря, температуру морской поверхности и давление. Уникальная идея создания свободно-дрейфующих платформ, изменяющих плавучесть, явилась основой для

создания буев-профилемеров, позволяющих измерять профили температуры и солености морской воды. Относительная дешевизна этих буев дает возможность покрыть регулярными наблюдениями весь Мировой океан, что было сделано в рамках проекта АРГО. Наблюдения с дрейфтеров и буев-профилемеров через спутники ретранслируются в центры обработки и таким образом наблюдения становятся доступными для анализа практически в реальном масштабе времени.

Еще одним выдающимся достижением проекта была реализация высокоточных спутниковых альтиметров, позволяющих восстанавливать топографию морской поверхности. Изменения топографии морской поверхности характеризуют поверхностные геострофические течения, поэтому спутниковые альтиметрические наблюдения позволяют картировать синоптическую изменчивость – наиболее важную составляющую текущего состояния океана. Кроме того, динамический уровень моря интегрально отражает распределения температуры и солености морской воды, что существенно при ассимиляции альтиметрических наблюдений в моделях морской циркуляции. Отметим, что запуск космического аппарата, проводящего скаттерометрические измерения скорости приповерхностного ветра, также был скоординирован с реализацией проекта WOCE и позволил значительно повысить точность восстановления потока импульса на границе атмосферы и океана.

В результате выполнения проекта накоплен огромный массив взаимодополняющих наблюдений, на основе которых были получены новые представления о глубинном переносе водных масс в океане, связи перемешивания в термоклине со структурой рельефа дна, уточнены характеристики переноса тепла в океане. Ссылки на обширные публикации, основанные на наблюдениях WOCE, можно найти в книге [22]. Наблюдения проекта WOCE также позволили провести калибровку климатических численных моделей циркуляции океана [17].

Одним из мощных инструментов исследований морей и океанов дают методы спутниковой океанографии. Развитию регулярных и разнообразных наблюдений Земли из космоса в значительной степени способствовала исследовательская программа НАСА «Миссия к планете Земля», сформированная в конце 80-х годов прошлого столетия. В качестве цели программы было заявлено развитие понимания функционирования геосистемы и ее отклика на естественные и антропогенные изменения для совершенствования предсказаний погоды, изменений климата и развития опасных явлений в настоящем и в будущем. Инструментом реализации поставленной цели является серия ИСЗ, производящих долговременные глобальные наблюдения поверхности земли, биосферы, твердой Земли, атмосферы и океана. Идеология программы «Миссия к планете Земля» в дальнейшем стала основой программы GEOSS, объединяющей и координирующей усилия ряда космических агентств.

Развитие систем дистанционного зондирования, как специализированных океанографических, так и общего назначения, дает уникальные возможности для океанографических исследований. Данные дистанционного зондирования с ИСЗ позволяют характеризовать количественно распределение температуры и солености в поверхностном слое моря, скорость приводного ветра, изменения уровня моря, границы ледяных полей и толщину льда, морское волнение, показатели биопродуктивности и прозрачности вод. Кроме того, различные сканеры и радиолокаторы с синтезированием апертуры, установленные на ИСЗ, позволяют наблюдать проявления различных процессов на принимаемых изображениях. Повышение чувствительности сенсоров, установленных на спутниках, дает возможность исследовать достаточно мелкомасштабные явления, которые сложно идентифицировать другим способом.



Рис. 3. Диаграмма пространственно-временной изменчивости Мирового океана и интервалы масштабов, перекрываемые современной наблюдательной системой [20], (адаптировано из http://ijgofs.who.edu/Final_OSC/Dickey.pdf)

Развитые в течение 90-х годов новые технологии наблюдений дают возможность контролировать изменчивость океана практически во всем диапазоне пространственных и временных масштабов (Рис. 3). Ввиду относительно невысокой стоимости новых методов океанологических наблюдений появилась возможность непрерывного контроля как состояния всего Мирового океана, так и

отдельных его частей. Решение такой задачи естественно требует координации усилий различных международных групп, проводящих наблюдения. С этой целью под эгидой Межправительственной океанографической комиссии (МОК) и других заинтересованных международных организаций была запущена программа по развитию глобальной наблюдательной океанографической системы (Global Ocean Observing System, GOOS). В целом GOOS позиционируется как международная система сбора, координации, контроля качества и распространения разнообразных океанографических данных и производных продуктов, удовлетворяющих требованиям насколько возможно широкого спектра пользователей. Под эгидой или в координации с управляющими органами GOOS реализованы крупномасштабные наблюдательные программы в открытом океане [23]. Они включают спутниковые наблюдения температуры и солёности морской воды, альтиметрические и скаттерометрические наблюдения уровня моря и скорости приводного ветра, характеристик ледяных полей и показателей биологической продуктивности.

Наблюдения в поверхностном слое моря проводятся с использованием дрейфтеров и попутных судов. Мониторинг толщи океана осуществляется с помощью буев-профилемеров проекта АРГО, на которых дополнительно к измерениям температуры и солёности морской воды устанавливаются сенсоры для измерения оптических и биогеохимических свойств морской воды (Рис. 4). Новые технологии позволяют отказаться от проведения дорогостоящих корабельных программ для сбора рутинной информации о состоянии морской среды и расширить круг заинтересованных потребителей океанологических наблюдений. Большим преимуществом современных технологий океанологических наблюдений является их доступность практически в реальном масштабе времени.

Однако значительная часть потребителей заинтересована в мониторинге прибрежных районов Мирового океана и окраинных или внутренних морей. В этом случае универсальная наблюдательная система, спланированная для открытого океана, может нуждаться в дополнениях, необходимых для удовлетворения требований пользователей океанографической информации. В этой связи в рамках программы GOOS подготовлена подпрограмма поддержки региональных альянсов GOOS. Идея создания региональных альянсов заключается в том, что океанографические организации конкретного региона имеют хорошее представление об основных процессах, определяющих изменчивость морской среды, их пространственных и временных масштабах. При этом данные наблюдений всего Мирового океана позволяют контролировать его воздействие на региональные процессы. Под методическим руководством соответствующего комитета GOOS каждый альянс сможет создать ориентированную на региональных потребителей экономически эффективную наблюдательную систему. В ряде случаев GOOS также оказывает помощь в привлечении спонсоров для

развития необходимой инфраструктуры. Такой подход позволяет расширить возможности морского природопользования, повышению безопасности различных операций на море и создает базу для обоснованного планирования новых коммерческих проектов в регионе.

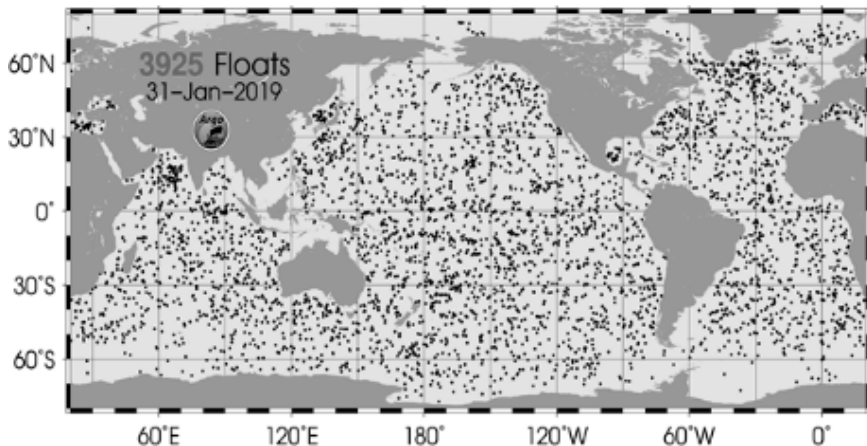


Рис. 4. Положение буев-профилемеров программы АРГО (<http://www.argo.ucsd.edu/statusbig.gif>)

Специальной организации требуют наблюдения в узкой шельфовой зоне, где определяющие процессы имеют небольшие пространственные и временные масштабы. Близость к берегу позволяет использовать разного рода заякоренные системы и радиолокационные наблюдения с береговых станций. Эффективной платформой для проведения наблюдений вблизи берега являются глайдеры, на которых можно устанавливать разнообразные наборы датчиков и проводить наблюдения с высоким пространственным разрешением. Впрочем, глайдеры применяются и при проведении наблюдений на больших расстояниях от берега, но при этом повышается риск их потери.

Большие потоки информации, связанные с развитием новых методов наблюдений океана, а также необходимость доведения имеющихся океанографических наблюдений или созданных на их основе продуктов до потребителей требуют подготовки структур, занимающихся управлением потоков данных. Этому вопросу также уделяется внимание в программе GOOS и при его поддержке или при поддержке наиболее развитых региональных альянсов регулярно организуются тренинги специалистов и целевые проекты по сбору и обеспечению открытого доступа к океанографическим наблюдениям.

Одним из направлений океанографических исследований всегда являлось теоретическое моделирование. Модели в обобщенной форме представляют совокупное знание о протекающих в морях процессах и поэтому степень их соответствия реальности отражает точность наших представлений об исследуемом объекте. Однако сопоставление упрощенных модельных представлений с реальными изменениями морской среды затруднительно в связи с интерференцией разных процессов в природной среде. В связи с этим, а также благодаря бурному развитию вычислительной техники в последнее время широкое распространение получили численные модели, комплексно описывающие совокупность отдельных явлений. Отметим, что если еще 30-40 лет назад численные модели разрабатывались отдельными группами, включая формулировку физической модели и алгоритм численного решения выписанных уравнений, то в последнее время существует в свободном доступе значительное количество достаточно надежных моделей, которые позволяют специалисту после некоторой подготовки использовать их в своих исследованиях. Отметим среди прочих модели поверхностного волнения, сгонов и нагонов, распространения нефтяных загрязнений, морского льда и др. Здесь мы остановимся более подробно на численных моделях океанической циркуляции.

В настоящее время существует большое число численных моделей циркуляции океана в свободном доступе таких, как POM, ROMS, HYCOM, NEMO и др. При аккуратном выборе коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии и правильном подборе шагов сетки во времени и по пространству все эти модели позволяют неплохо воспроизводить синоптическую изменчивость океана или отдельных морских бассейнов. Высокое качество численных вихререшающих моделей циркуляции позволяет ставить задачу количественного воспроизведения текущего состояния океанического или морского бассейна. Такая задача полностью эквивалентна задаче метеорологического прогноза погоды и естественным образом сталкивается с проблемами инициализации и задания граничных условий на жидких границах. Кроме того, в метеорологии хорошо известно, что даже изначально близкие состояния атмосферы примерно через две недели расходятся достаточно далеко. В метеорологии задача достоверного прогноза погоды решается посредством корректировки траектории модели наблюдениями. Однако ясно, что если наблюдений мало, то эффект от коррекции траектории модели будет незначителен. Описанное выше развитие глобальной и региональных наблюдательных систем в Мировом океане, высокое качество численных моделей циркуляции океана и доступность необходимых вычислительных мощностей позволило поставить задачу прогноза состояния океана [24]. С этой целью организован специальный международный проект GODAE (Global Ocean Data Assimilation Experiment) и его продолжение GODAE Ocean View, в выполнении которого приняло участие около 20 групп из разных стран [18]. В основных расчетах участвовали вихререшающие

численные модели всего Мирового океана. При проведении расчетов использовался атмосферный форсинг из моделей прогноза погоды высокого разрешения и ассимилировались спутниковые наблюдения топографии морской поверхности и температуры поверхности океана, а также наблюдения сети буев-профиломеров. Результаты проекта показали, что созданная за последнее время наблюдательная сеть позволяет осуществлять диагноз текущего трехмерного состояния океана и прогноз его эволюции на неделю – десять дней с удовлетворительной точностью. Аналогичные результаты получены и для ряда полузамкнутых морей.

Положительный результат проектов GODAE и GODAE Ocean View имел очень важное значение. Он показал, что с помощью современных моделей можно производить интерполяцию разнородных и разновременных наблюдений с достаточной точностью на всех глубинах и во всех районах Мирового океана на равномерную сетку, удобную для многих потребителей. С использованием значений основных гидрологических полей на равномерной сетке удобно также производить нужные пользователям вторичные продукты. Естественно, что представление эволюции бассейна на равномерной сетке удобно также для разнообразных исследований. Не удивительно, что следующим шагом после реализации проектов GODAE и GODAE Ocean View явилось создание оперативных систем морских прогнозов. Считается, что наилучшее качество морских прогнозов дает европейская морская служба программы «Коперникус» (Copernicus Marine Environment Monitoring Service, CMEMS). CMEMS построена в основном при выполнении проектов седьмой Рамочной программы Европейской комиссии MyOcean, MyOcean2 и MyOcean Following on [26]. В настоящее время служба состоит из восьми тематических центров и семи центров мониторинга и прогноза.

Тематические центры производят продукты непосредственно на основе наблюдений. Один из центров готовит продукты, основанные на наблюдениях морского льда, второй – представляет продукты, связанные с поверхностным ветром, третий – информацию об уровне океана и морей на основе спутниковых альтиметрических измерений, четвертый готовит данные контактных наблюдений, пятый – поля цвета моря по спутниковым измерениям и производные продукты, шестой – температуру поверхности океана, седьмой – данные о поверхностном волнении и наконец восьмой готовит синтетические продукты, основанные на комбинации измерений различных сенсоров.

Семь центров мониторинга и прогноза производят более или менее унифицированные продукты на основе численного анализа и прогноза гидрологических полей и экосистемы бассейна. Центры мониторинга и прогноза охватывают весь Мировой океан, Арктику и окраинные и внутренние моря Европы (т.е. Балтийское море, Северное море и северо-западный шельф Атлантики,

Бискайский залив и прилегающую к Испании и Португалии часть Атлантики, Средиземное и Черное моря). Анализы и прогнозы готовятся на основе ассимиляции наблюдений, поступающих от тематических центров.

Все продукты тематических центров и центров мониторинга и прогноза свободно распространяются через интернет. Потребитель может скачать нужный набор данных, зарегистрировавшись на сайте службы. Удобный сервис позволяет скачивать данные из выбранной заранее подобласти. На сайте службы приводится информация о точности представленных продуктов. Кроме цифровых данных на сайте службы имеется возможность визуализации продуктов в виде карт, анимаций, сечений, временных рядов и др. Помимо анализов и прогнозов, центры мониторинга и прогноза представляют также результаты ретроспективного анализа гидрологических полей за предыдущие 15–20 лет.

Эффективность функционирования службы определяется количеством постоянных зарегистрированных пользователей, регулярно скачивающих цифровую информацию. К моменту начала функционирования CMEMS имела более пяти тысяч постоянных пользователей. Более половины пользователей составляли исследователи, что не удивительно, поскольку высокое качество предоставляемых службой продуктов может быть основой для формирования углубленных представлений о морской динамике, различных мультидисциплинарных исследований и разработок необходимых потребителям вторичных продуктов для последующего их коммерческого использования.

В целом можно сказать, что за прошедшие тридцать лет физическая океанография изменилась кардинально. Результаты непосредственных наблюдений и данные анализов и реанализов на основе численных моделей позволяют проводить разнообразные углубленные исследования и формировать представления о комплексном функционировании отдельных бассейнов в целом.

Особенности Арктического бассейна

В последнее время растет интерес к Арктическому бассейну, в котором сосредоточены значительные запасы энергетических ресурсов. Другим аспектом интереса к бассейну является актуализация транспортных перевозок по Северному морскому пути ввиду глобального потепления и облегчения условий навигации. Кроме того, освоение ресурсов Арктики требует большой осторожности, так как непродуманные решения могут нарушить экологическое равновесие региона. В этой связи представляется актуальным развитие и использование оперативных прогнозов в Северном Ледовитом океане, а также реанализов для принятия разнообразных управленческих решений и оптимизации обслуживания и повышения безопасности транспортных перевозок.

Однако, если проанализировать качество гидрологических полей, построенных по результатам ассимиляции доступных наблюдений в модели циркуляции Мирового океана, то оно оказывается высоким только вне области Северного Ледовитого океана (Табл. 1, 2).

Таблица 1.

Характеристика точности воспроизведения полей температуры и солености морской воды в умеренных широтах

Слой	Температура, °C		Соленость	
	RMS	Mean	RMS	Mean
0 – 5 m	0,074	0,006	0,09	-0,011
5 – 100 m	0,19	-0,013	0,187	-0,033
100 – 300 m	0,088	-0,007	0,089	-0,016
300 – 800 m	0,037	-0,008	0,039	-0,003
800 – 2000 m	0,008	-0,002	0,015	-0,007

Как видно из Таблицы 1, в умеренных широтах точность восстановления температуры и солености на разных глубинах как в среднем, так и в смысле среднеквадратического отклонения вполне удовлетворительна. Некоторое увеличение среднеквадратичных отклонений в слое 5–100 м связано с большими значениями вертикальных градиентов температуры и солености в этой области. Однако в Северном Ледовитом океане точность восстановления как поля температуры, так и солености оказывается намного хуже (Табл. 2). Оценки точности продуктов в Арктике, построенных на основе региональной модели, дают примерно тот же результат, что и для глобальной модели Мирового океана. Очевидно, что такое падение точности восстановления гидрологических полей обусловлено особенностями Арктического бассейна.

Таблица 2.

Характеристика точности воспроизведения полей температуры и солености морской воды в Северном Ледовитом океане

Слой	Температура, °C		Соленость	
	RMS	Mean	RMS	Mean
0 – 5 m	0,376	0,009	0,442	-0,027
5 – 100 m	0,821	-0,085	0,975	-0,115
100 – 300 m	0,602	-0,05	0,723	-0,059
300 – 800 m	0,466	0,061	0,591	0,081
800 – 2000 m	0,09	0,01	0,099	0,012

Среди особенностей Арктического бассейна следует отметить сложную вертикальную структуру полей температуры и солёности, обусловленную таянием льдов, и затоком пресных вод. Дополнительные сложности создает прослойка теплых Атлантических вод, распространяющихся в Арктическом бассейне. Наблюдения показывают также сложную структуру водных масс в бассейне в связи с тем, что существует несколько районов их формирования. К тому же расположение очагов формирования водных масс существенно зависит от погодных условий и поэтому сильно изменчиво. В таких сложных условиях точность морских прогнозов существенно зависит от качества атмосферного форсинга и, следовательно, от достоверности прогнозов погоды и адекватного разрешения процессов теплообмена атмосферы и океана в высоких широтах. Недостаточная точность метеорологических прогнозов могла бы компенсироваться хорошими свойствами оперативной наблюдательной сети. Однако сеть наблюдений вертикальной структуры полей температуры и солёности в высоких широтах намного более редкая нежели в умеренных и низких. В частности, в водах, свободных ото льда, очень мало наблюдений с помощью дрейфтеров и практически нет наблюдений при посредстве буев-профилемеров. Существует довольно много наблюдений температуры и солёности морской воды подо льдом с использованием вмороженных в лед буйев с термокосоми или зондов, автоматически перемещающихся вдоль троса до значительных глубин. Оба этих измерительных средства передают наблюдения через спутник в центры обработки и доступны почти оперативно. Однако, доступные одновременно наблюдения создают довольно редкую сеть, что обусловлено их ориентацией на исследование климатически значимых процессов. В итоге имеющиеся наблюдения не могут быть эффективно ассимилированы в оперативных моделях морских прогнозов.

Ситуация усложняется еще больше тем обстоятельством, что радиус Рос-сби, определяющий характерные масштабы синоптических процессов, заметно убывает при продвижении в высокие широты. В итоге доступные в районах океана альтиметрические измерения оказываются слишком сглаженными и не дают возможности осуществлять картирование синоптических процессов. Существует также очевидная проблема наблюдения синоптических вихрей и мандрирующих фронтов с необходимым пространственным разрешением подо льдом. В итоге в Арктическом бассейне не работает столь хорошо зарекомендовавшая себя наблюдательная система, основанная на картировании синоптических процессов на основе альтиметрических измерений и контроля вертикальной стратификации океана с помощью буйев-профилемеров. Скорее всего именно с этим обстоятельством связана пониженная точность морских прогнозов в высоких широтах. Соответственно улучшения качества морских прогнозов в Арктике можно пытаться достигнуть по трем направлениям. Первое – улучшение качества и пространственного разрешения метеорологических

прогнозов. Второе – организация более плотной сети наблюдений с помощью дрейфтеров с термохалокосами, наблюдений с попутных судов и глубоководных подледных зондирований.

Кроме того, следует улучшить вдольтрековое разрешение альтиметрических измерений и рассмотреть возможность совместного анализа данных альтиметрии и локаторов с синтезированной апертурой для картирования синоптической изменчивости морской среды в свободных ото льда областях океана.

Большие проблемы связаны с наблюдениями синоптических процессов в областях океана, покрытых льдом. Здесь перспективными могут быть использования акустических методов. Возможно полезными будут также наблюдения с помощью глайдеров или управляемых автономных подводных аппаратов.

Физическая океанография в России

Следует отметить, что, несмотря на сложные условия 90-х годов, российские ученые – океанологи сохранили свою высокую квалификацию. Ограниченное финансирование компенсировалось активным участием в международных программах, что позволяло поддерживать исследования на международном уровне. В ряде случаев удавалось комбинировать коммерческую эксплуатацию научно – исследовательских судов с выполнением большого объема научных исследований. Примером может служить равноправное участие Института океанологии РАН в проекте WOCE. С середины нулевых годов важную роль стала играть поддержка исследователей такими научными фондами как РФФИ и РФФИ. Поддержанию высокого уровня исследований, проводимых российскими учеными, способствовала возможность использования для проведения исследований данных, доступных из открытых источников наблюдений. В течение последних лет значительно интенсифицировались работы в области морского приборостроения. В частности, в МГИ РАН ведутся разработки различных модификаций поверхностных дрейфующих буев, отвечающих самым высоким международным стандартам, которые тиражируются фирмой «Марлин-Юг», обеспечивая наблюдениями многие международные программы [13]. Разработаны зонды для проведения автономных измерений в прибрежной зоне моря, на основе которых уже много лет функционирует прибрежный полигон Института океанологии РАН в районе Гелленджика [5]. Существуют также опытные образцы отечественных буев-профилемеров и глайдеров. На высоком уровне выполнены разработки автономных необитаемых подводных аппаратов в Дальневосточном отделении РАН.

В Институте вычислительной математики РАН созданы две высокотехнологичные вихреразрешающие модели – ИВМИО (совместно с Институтом океанологии РАН) [6, 21] и ИВММО [27] – для расчетов циркуляции морей и

океанов. В МГИ РАН на основе собственной модели циркуляции в рамках работ по проектам «MyOcean» и «MyOcean2» создана и продолжает функционировать система прогнозов динамики Черного моря.

В настоящее время при поддержке Российского Научного Фонда сформирован консорциум специалистов ИВМ РАН и МГИ РАН для создания макета системы оперативного прогноза всего Мирового океана, Арктики и Азово – Черноморского бассейна на основе моделей циркуляции и ассимиляцией доступных из открытых источников наблюдений. Макет системы прогнозов будет включать модель ИВМИО всего Мирового океана с ассимиляцией альтиметрии, ТПО и буев-профилимеров и шагом сетки 10 км, модель ИВММО Арктики с разрешением 5 x 5 км и ассимиляцией доступных в регионе наблюдений и модель НЕМО Азово – Черноморского бассейна с разрешением 3 x 3 км и ассимиляцией всей имеющейся в регионе океанографической информации.

Следует также учесть, что многие академические океанологические институты, а также такие организации Росгидромета как Государственный океанографический институт и *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт* проводят экспедиционные судовые исследования, в том числе и в морях Северного Ледовитого океана. Для сбора и распространения океанографических наблюдений создана универсальная система ЕСИМО, отвечающая основным международным тенденциям.

Имея высококвалифицированных специалистов – океанологов и заделы в основных направлениях развития современной физической океанографии, вполне сопоставимый с относительным весом советских специалистов конца 80-х годов, российская физическая океанография намного менее заметна на международной арене в настоящее время. Как представляется, это во многом обусловлено отсутствием таких консолидирующих программ, как программа исследования синоптической изменчивости океана «ПОЛИМОДЕ», программа развития методов дистанционного зондирования океана «ОКЕАН», программа исследования короткопериодных исследований климата «Разрезы». Конечно, за прошедшие тридцать лет многое изменилось в организации науки. Тесная международная кооперация стала основой реализации крупных программ. Российская океанология могла бы значительно поднять свой престиж, участвовать не только в анализе наблюдений, полученных чужими приборами, но и вносить свой вклад в развитие инновационных подходов при организации современных наблюдательных систем. Для этого нужна современная программа исследований Мирового океана, координирующая усилия океанологических организаций страны и обеспечивающая присутствие на международной арене не отдельных групп специалистов, а всей страны.

Заключение

Даже упоминание только основных вех эволюции физической океанографии за последние тридцать лет показывает насколько разительно поменялись методы и средства исследований. В то же время можно заметить, что основные тренды были представлены в направлениях океанологических исследований последних лет СССР. Конечно трудно было угадать отдельные технологические решения, такие, например, как буи-профилемеры, но общая концепция комбинации контактных наблюдений с данными дистанционного зондирования с ИСЗ и численных моделей была отчетливо представлена в ряде национальных программ. Был также найден разумный баланс глобальных и региональных проектов, что стало заметным трендом в последние десятилетия. Созданные базы данных наблюдений в морях СССР и подробный обзор их характеристик в серии выпусков [12] и до сих пор служат основой, на которой формируются современные исследования. Накопленный в те времена потенциал позволил перенести потери 90-х годов и создать хорошую основу для дальнейшего развития океанологических исследований. Как представляется, современное состояние океанологических исследований Ледовитого океана позволяет российским ученым при правильной организации работ и с учетом огромного опыта предыдущих лет утвердить лидерство в изучении Арктического бассейна. Далее следовало бы определить для себя критически важные районы Мирового океана и сосредоточить в них основные усилия по организации регулярных наблюдений, обеспечив тем самым вклад в развитие международной наблюдательной сети и равноправный доступ ко всей океанографической информации в других частях Мирового океана.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда, проект № 17-77-30001.

THIRTY YEARS EVOLUTION OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY IN RUSSIA AND IN THE WORLD

Korotaev G.K.

The article examines the main trends of research in the field of physical oceanography during the last thirty years. An overview of the major programmes that have been implemented in the USSR in the late 80-ies of the last century is provided. Discusses the consistency of these programs to the international tendencies. Then gives an overview of the main trends of development of physical oceanography in subsequent years. Achievements in the development of methods and means of observations of the ocean are marked. The increased role of numerical models describing the ocean processes in marine environment studies is also discussed. It is shown that the improvement of numerical ocean circulation models and global-scale observing system

allowed move to operational marine forecasts. Marked features of the Arctic basin, which do not allow yet achieve good accuracy of predictions in higher latitudes. The status of oceanographic studies in Russia is discussed and evaluated their ability to meet the highest international standards.

Литература

1. Афанасьев Ю.А., Нелепо Б.А., Селиванов А.С. и др. Программа экспериментов на ИСЗ "Космос-1500" // Исследование Земли из космоса. 1985. № 3. С. 3-8.
2. Бреховских Л.М., Кошляков М.Н., Фёдоров К.Н. и др. Полигонный гидрофизический эксперимент в тропической зоне Атлантики // Доклады АН СССР. 1971. № 6. С. 1434-1439.
3. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Численные эксперименты по четырехмерному усвоению данных наблюдений в Черном море в июне 1984 г. на основе численной энергосбалансированной модели // Морской гидрофизический журнал. 1992. №3. С. 21-33.
4. Дымников В.П., Коротаев Г.К., Галин В.Я. Требования к составу и к точности спутниковой информации в исследованиях по программе "Разрезы" // Итоги науки и техники. Серия: Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы». М.: ВИНТИ. 1984. Т.3. 35 с.
5. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Некоторые результаты анализа данных, полученных на черноморском гидрофизическом полигоне ИО РАН в 2012 г. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. № 6. С. 13-25.
6. Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. Вихреразрешающая $1/10^\circ$ модель Мирового океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 1. С. 45-55.
7. Исследование и моделирование гидрофизических процессов в Черном море / Под. ред. С.П. Левикова. М.: Гидрометеиздат, 1989. 140 с.
8. Кошляков М.Н. Открытие и исследование синоптических вихрей в открытом океане // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38, №6. С. 770-783.
9. Кныш В.В., Моисеенко В.А., Саркисян А.С., Тимченко И.Е. Комплексное использование измерений на гидрофизических полигонах океана в четырехмерном анализе // Доклады АН СССР. 1980. № 4. С. 832-836.
10. Марчук Г.И., Дымников В.П., Курбаткин Г.П., Саркисян А.С. Программа «Разрезы» и мониторинг Мирового океана // Метеорология и гидрология. 1984. № 8. С. 9-17.
11. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана.– Л.: Гидрометеиздат, 1974. 264 с.

12. Моря СССР. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР / Терзиев Ф.С. (ред.) Л.: Гидрометеоздат, 1990-1998. Т. 1-10.
13. Мотыжев С.В., Лунёв Е.Г., Толстошеев А.П. Опыт применения автономных дрейфтеров в системе наблюдения ледовых полей и верхнего слоя океана в Арктике // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 2(194). С. 54-68.
14. Нелепо Б.А., Коротаев Г.К. Спутниковый мониторинг климата океана // Метеорология и гидрология. 1984. №8. С. 34-41.
15. Нелепо Б.А., Коротаев Г.К., Мановицкий В.Н. Создание системы диагноза и прогноза состояния океана как актуальная проблема автоматизации океанологических исследований // Морской гидрофизический журнал. 1985. №3. С. 44-49.
16. Нелепо Б.А., Коротаев Г.К., Суетин В.С., Терехин Ю.В. Исследование океана из космоса. Киев: Наукова думка, 1985. 168 с.
17. Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане: Атмосфера-океан-космос - Программа "Разрезы" // Сб. науч. ст. /Под ред. А.С. Саркисяна, Ю.Л. Демина. М.: ИВМ, 1992.
18. Bell M.J., Lefèbvre M., Le Traon P.-Y. et al. GODAE: The Global Ocean Data Assimilation Experiment // Oceanography. 2009. Vol. 22(3), pp. 14-21.
19. Chapman P. The World Ocean Circulation Experiment (WOCE) Marine Technology Society Journal, 1998, 32(3), pp. 23-36.
20. Dickey T.D. The Role of New Technology in Advancing Ocean Biogeochemical Research Oceanography. 2001. Vol. 14, No. 4, pp. 108-120.
21. Kaurkin M., Ibrayev R., Koromyslov A. EnOI-Based Data Assimilation Technology for Satellite Observations and ARGO Float Measurements in a High Resolution Global Ocean Model Using the CMF Platform. In: Voevodin V., Sobolev S. (eds) Supercomputing. RuSCDays 2016. Communications in Computer and Information Science. Springer, Cham. 2016, Vol. 687, pp. 57-66.
22. Ocean Circulation and Climate. Observing and Modelling the Global Ocean Edited by Gerold Siedler, John Church, John Gould. 2001, Vol. 77, pp. 1-715.
23. Ocean Observations – the Global Ocean Observing System (GOOS) / Ed. by P. Dexter, C.P. Summerhayes // Pugh D., Holland G. Troubled Waters: Ocean Science and Governance. Cambridge: CUP, 2010, pp. 161–178.
24. Smith N.R. Ocean modelling in a global ocean observing system // Rev. Geophys. 1993, № 31, pp. 281-317.
25. Stommel H., Arons A. On the abyssal circulation of the world ocean. I. Stationary planetary flow patterns on a sphere & II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in ocean basins. Deep Sea Res., 1960, 6, pp.140–154, 202-206.

26. Tonani M., Alvarez Fanjul E., Bertino L. et al. Main Achievements on My-Ocean Global and Regional Prediction Systems // Mercator Ocean Journal. 2016, № 54, pp. 26-32.
27. Zalesny V.B., Marchuk G.I., Agoshkov V.I., Gusev F.V., Diansky N.A., Volodin E.M., Tamsalu R. Numerical modeling of the large-scale ocean circulation on the base of multicomponent splitting method // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modeling. 2010, Vol. 25, № 6, pp. 581-609.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ МЕЖДЕКАДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА

*Бышев В.И.¹, Нейман В.Г.¹, Гусев А.В.^{1,2}, Залесный В.Б.²,
Мошонкин С.Н.², Пономарёв В.И.³, Романов Ю.А.¹, Серых И.В.¹,
Сидорова А.Н.¹, Скляров В.Е.¹, Анисимов М.В.¹, Фигуркин А.Л.⁴*

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

² Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН

³ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

⁴ Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр

Рассматриваются особенности динамики современного климата, важнейшей из которых является его мультидекадная (50–70 лет) ритмика. Обращено внимание на то, что отдельный ритм состоит из двух фаз климата (по 25–35 лет), отличающихся степенью континентальности. Показано, что наблюдаемая климатическая ритмика соответствует обнаруженной нами мультидекадной изменчивости теплосодержания верхнего деятельного слоя (ВДС) океана. Обсуждается возможность использования этой связи для прогноза сроков наступления очередной смены фаз климата. В качестве методической основы такого прогноза предлагается использовать результаты мониторинга изменения теплосодержания ВДС и стерического уровня в информативных районах Мирового океана.

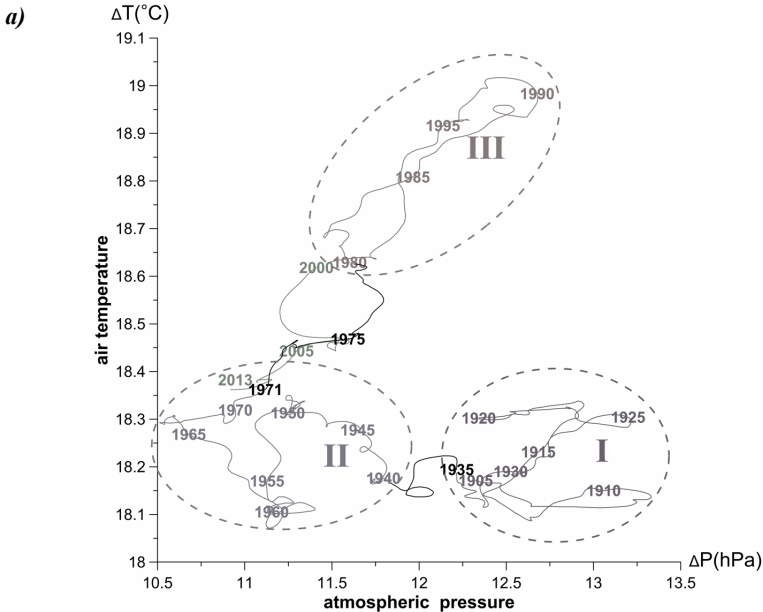
Введение

Наблюдаемое в последнем столетии в различных районах Земли (в Западной, Центральной и Восточной Европе, в Сибири и на Дальнем Востоке, в Северной Америке и Австралии) увеличение частоты экстремальных природных явлений, таких как аномальные морозы и жара, засухи и наводнения, лесные пожары – всё это не без оснований связывается с изменчивостью современного климата.

Ряд аномальных природных явлений на территории Российской Федерации за последние десятилетия, например, экстремальные ледовые условия в Баренцевом море в 1966 и 1998 гг. [Бышев, Нейман, 2000; Бышев и др., 2001], сопровождавшиеся замерзанием Мурманского морского порта, засухи в Приморском крае в 1982 и 1997 годах [Бышев и др., 2014а], вызвавшие нарушения водоснабжения г. Владивостока, катастрофические летние пожары в Центральной России в 1972 и 2010 годах, несомненно относятся к проявлениям короткопериодной климатической изменчивости и с помощью предлагаемой нами методики могли бы сегодня с достаточно высокой вероятностью быть предсказаны.

Стоит напомнить, что в своё время оказалось неожиданным, как выяснилось теперь, закономерное изменение уровня Каспийского моря, когда он после середины 70-х годов прошлого века, вопреки имевшемуся прогнозу его падения, начал стремительно повышаться. Тогда сама природа помогла устранить надвигающуюся антропогенную катастрофу – предполагавшийся разворот стока северных рек для спасения Каспия. Однако в свете новых знаний о короткопериодной климатической изменчивости можно более уверенно рассуждать о том, что происходило с Каспием тогда, и что происходит с ним сегодня, когда его уровень с начала XXI столетия вновь начал понижаться [Водный баланс..., 2016].

Понятие о современном климате относится к состоянию и эволюции некоторых ключевых характеристик окружающей среды в течение последних 100–150 лет. Как показывают наблюдения, современный климат характеризуется рядом особенностей, среди которых одной из наиболее существенных является его недавно обнаруженная мультидекадная ритмика [Бышев, Нейман, Романов, 2016]. Отдельные климатические ритмы имеют продолжительность 50–70 лет и состоят из двух фаз по 25–35 лет, которые заметно различаются, прежде всего, по степени континентальности климата.



б)

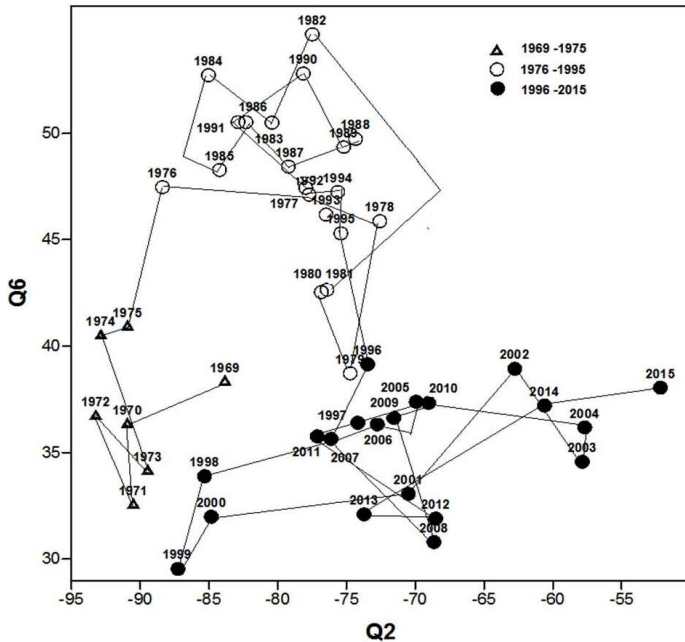


Рис. 1. Фазовые траектории: термобарического параметра: (а) состояния Северо-Атлантического региона и соотношения усреднённых за зимний гидрологический (январь-март) сезон результирующих потоков тепла, (б) северной части Тихого (Q_2) (40° – 60° с.ш., 140° в.д. – 130° з.д.) и южной части Индийского (Q_6) (40° – 60° ю.ш., 50° – 110° в.д.) океанов [Пономарёв и др., 2018а]

К примечательной особенности современного климата следует также отнести «внезапные» и быстрые фазовые переходы, называемые некоторыми авторами «скачками» или климатическими сдвигами. Один из таких детально изученных климатических сдвигов наблюдался в тихоокеанском регионе в середине 70-х годов прошлого столетия [Minobe, 1999; Stephens et al., 2001; Swanson, Tsonis, 2009; Wang et al., 2009]. На основании, например, [Bond et al., 2003; Бышев и др., 2016; Пономарёв и др., 2018а] был сделан вывод о том, что за последние 100 лет фазовые изменения климата (Рис. 1) происходили в конце 30-х и в середине 70-х годов прошлого века, а также на рубеже XX и XXI столетий и имели планетарный характер.

Анализ временных фазовых траекторий конкретных термобарических параметров для Северо-Атлантического региона [Бышев и др., 2011] показывает, что современный глобальный климат испытывает значительные мультидекадные

вариации. На графике (Рис. 1) выделяются обведенные овалами непересекающиеся подмножества этих параметров – (I)1905–1935, (II)1940–1972, (III)1980–1999, характеризующие различные фазы климата. На основании этого материала было высказано предположение, что увеличение барических градиентов (Рис. 1а) соответствует интенсификации выноса тёплых и влажных воздушных масс из региона Атлантического океана на Евразийский континент. Есть основание полагать, что такая ситуация имела место в периоды 1905–1935 гг. и 1975–1999 гг. и, напротив, в период 1940–1974 гг. наблюдалось ослабление выноса атлантических воздушных масс на континент, что по всей видимости происходит и в текущую фазу климата, обозначившуюся в период 2000–2019 гг. Если в первом случае к востоку от Атлантики на континенте имела место фаза относительно тёплого и влажного климата, то во втором сценарии наблюдался более континентальный климат со всеми вытекающими из этого последствиями. Весьма показательно, что катастрофические пожары в 1972 г. и 2010 г. в Центральной России характеризовались практически одними и теми же термобарическими условиями: годы 1972 и 2010 на фазовой диаграмме расположены (Рис. 1а) рядом.

Материалы и методики

Для анализа динамики современного климата были привлечены региональные данные прямых наблюдений, глобальные поля реанализов, а также результаты численного моделирования. Для северо-западной части Тихого океана (СЗТО) из мирового архива океанологических станций [World ocean database, 2009] были заимствованы выполненные в течение 1950–2009 гг. в районе 30°–62° с.ш., 130°–180° в.д. вертикальные распределения температуры и солёности в слое 0–1000 м. Всего использовано 1048113 станций, включая судовые наблюдения ТИНРО-центра (2010–2014 гг., 8397 станций). Для обработки этих материалов была применена программа ОДВ [Schlitzer R., Ocean Data View, <http://odv.awi.de>, 2013]. Кроме того, в работе использованы результаты прямых инструментальных измерений гидрофизических и метеорологических характеристик в крупномасштабных океанских экспериментах МЕГАПОЛИГОН (1987) [Эксперимент МЕГАПОЛИГОН, 1992] и Атлантекс-90 (1990) [Гулёв и др. 1992].

В качестве источников глобальной информации использовались среднемесячные поля атмосферного давления на уровне моря (Met Office Hadley Center HadSLP2 на сетке 5°x5° за период 1850–2017 [Allan, Ansell, 2006]) и NOAA-CIRES 20-th Century Global Reanalysis Version 2c на сетке 2°x2° за период 1851–2014 [Compo et al., 2011]); и поля приповерхностной температуры (Met Office Hadley Center HadCRUT.4.6 на сетке 5°x5° за период 1850–2017 [Morice et al., 2012] и NCEP/NCAR, 20thC_ReanV2c, ERA-20C and JRA-55).

При обработке временных рядов и полей использовались статистические методы, усреднение и фильтрация, композиционный подход.

Численное моделирование термохалинной циркуляции проводилось по модели Института вычислительной математики РАН [Мошонкин и др., 2004; Гусев, Дианский 2014]. Детальный анализ результатов численного моделирования был выполнен для отдельных информативных районов Мирового океана.

Результаты расчётов

На основе данных наблюдений было получено (Рис. 2) представление о сезонной и многолетней изменчивости термохалинной структуры вод (СЗТО) за период 1960–2014 гг. Для трёх районов СЗТО (указаны на врезке Рис. 2) приведены расчёты средних вертикальных профилей температуры в слое 0–1000 м для холодного (1) и тёплого (2) сезонов для субтропической (а), смещения (б) и субарктической (с) структур вод в различные фазы климата: 1960–1974 (сплошная линия), 1975–1999 (пунктирная линия) и 2000–2014 (штрих-пунктирная линия). Обращает на себя внимание то, что в фазу 1960–1974 гг. воды ВДС в субтропической зоне и зоне смещения были наиболее прогретыми, т.е. теплосодержание их ВДС было относительно высоким. В фазу 1975–1999 гг. наблюдалось значительное выхолаживание ВДС этих структур, а в 2000–2014 гг. в обеих структурах вод ВДС вновь начал прогреваться. Экспериментальные исследования по проекту МЕГАПОЛИГОН (1987) позволили установить [Бышев, Снопков, 1990], что выхолаживание вод ВДС в СЗТО происходило вследствие отрицательных бюджетов тепла поверхности океана, обусловленных высокими величинами потоков явного и скрытого тепла из океана в атмосферу при аномально развитой облачности, экранирующей приток коротковолновой солнечной радиации к поверхности океана. Отметим, что аналогичная ситуация в эту фазу климата была и в Северной Атлантике согласно наблюдениям в эксперименте Атлантекс-90 [Бышев и др., 1993].

В фазу 2000–2014 гг. (Рис. 3) прогрев ВДС происходил на фоне ослабления потоков явного и скрытого тепла из океана в атмосферу [Анисимов и др., 2012; Анисимов и др., 2014а] и сокращения содержания водяного пара в глобальной атмосфере [Мао et al., 2017], а, следовательно, и общей облачности. Последнее способствует увеличению притока коротковолновой солнечной радиации к поверхности океана и аномальному прогреву её относительно тонкого (~10–20 м) приповерхностного слоя (Рис. 2). Вместе с тем промежуточные воды (слой 100–300 м) продолжали сохранять (Рис. 2) пониженное, относительно фазы 1960–1974 гг., теплосодержание [Бышев, Фигуркин, Анисимов, 2017]. Неравномерность прогрева поверхностных и подповерхностных вод связана, прежде всего, с тем, что прогрев и разуплотнение поверхностных вод формирует устойчивую стратификацию и сопровождается ослаблением вертикального перемешивания, что способствует дальнейшему их прогреву.

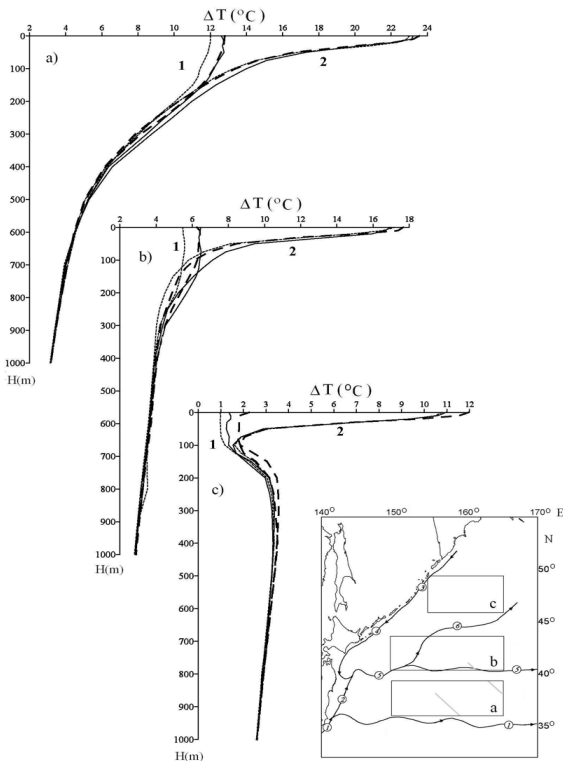
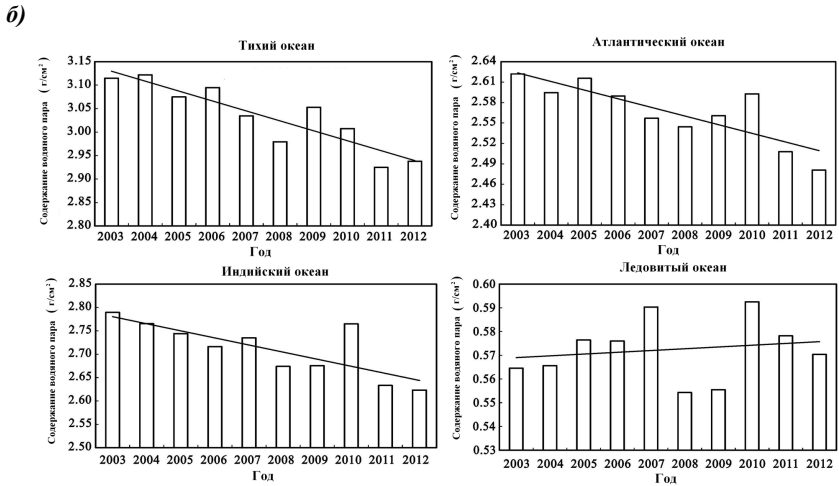
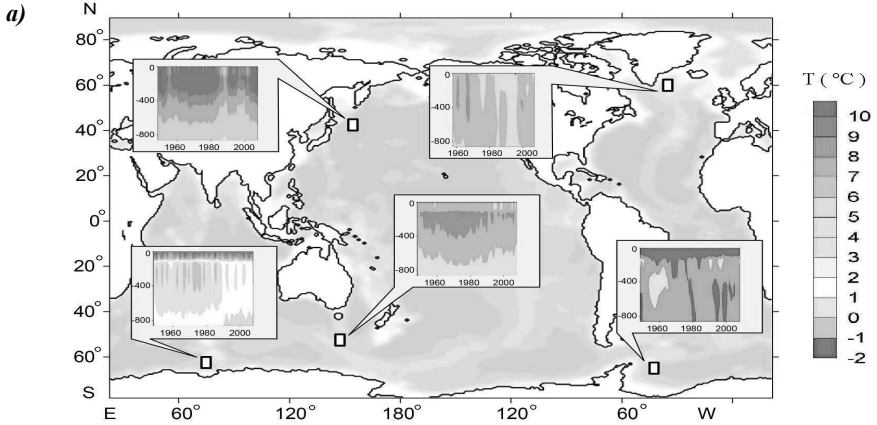


Рис. 2.

Средние вертикальные распределения температуры верхнего 1000-метрового слоя воды в СЗТО в холодный (1) и тёплый (2) сезоны для трёх структурных зон: (а) субтропической, (б) смешения, (в) субарктической. Осреднения профилей температуры произведены для трёх фаз климата: 1960–1974 (непрерывная кривая), 1975–1999 (штрихпунктирная кривая), 2000–2014 (точечная линия). На врезке показана схема главных течений (линии со стрелками: 1–Курисио; 2–северная ветвь Курисио; 3–Курильское течение; 4–Ойясио; 5–Субарктическое течение; 6–Северная ветвь Субарктического течения)

Численное моделирование термохалинной циркуляции Мирового океана позволило получить представление о мультideкадной изменчивости теплосодержания его ВДС [Byshov et al., 2017]. Удовлетворительное соответствие результатов численного моделирования эволюции термической структуры ВДС СЗТО с диагностическими вычислениями по данным наблюдений [Бышев, Фигуркин, Анисимов, 2017] позволило нам обоснованно провести исследование мультideкадной изменчивости ВДС океана в планетарном масштабе. Убедительным результатом, на наш взгляд, является согласующаяся фазовая структура климатических изменений (Рис. 1а) с фазовой структурой эволюции термической структуры ВДС океана в ряде его информативных районов (Рис. 3). Планетарность и квазисинхронность мультideкадной фазовой изменчивости процессов в океане и в атмосфере свидетельствует об их взаимосвязи и единстве.



в)

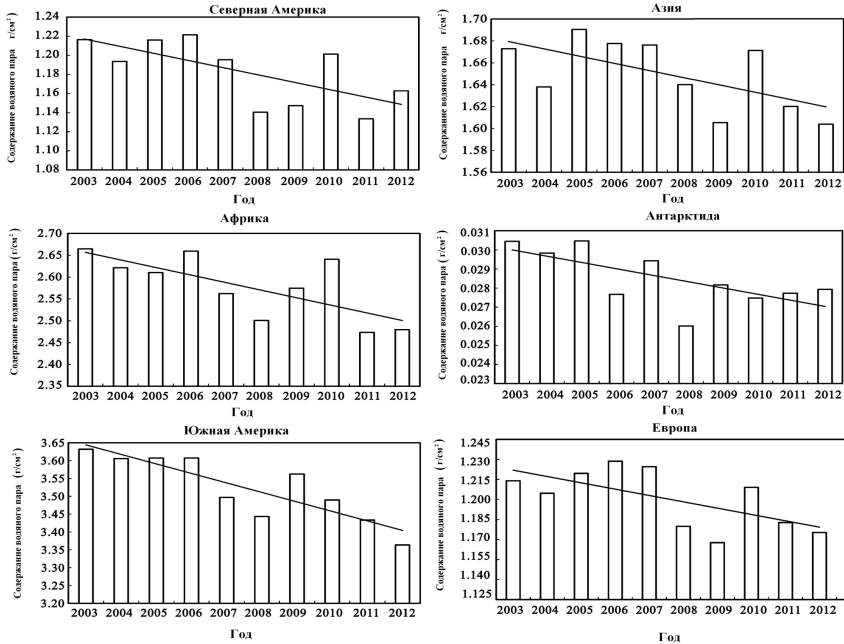


Рис. 3. Эволюция термической структуры ВДС (а) в пяти информативных районах Мирового океана в период с 1958 по 2006 гг. и среднее содержание водяного пара над океанами (б) и над континентами (в) период с 2003 по 2012 гг. согласно [Mao et al., 2017]. Прямыми линиями указаны линейные тренды.

Анализ изменчивости планетарного поля атмосферного давления на уровне моря позволил выявить [Бышев и др., 2014] наличие глобальной атмосферной осцилляции (ГАО) на межгодовом и мультидекадном масштабах (Рис. 4). Установлено, что межгодовая ГАО упреждает возникновение событий Эль-Ниньо, которое по сути является структурным элементом этой осцилляции [Бышев и др., 2012]. Положительная фаза междекадной ГАО возбуждает глобальный термический прилив в тропической атмосфере и характеризуется положительной аномалией атмосферного давления на уровне моря в экваториально-тропической области с эпицентром в Индийском океане. Формирование положительной фазы ГАО сопровождается сменой климатического сценария с переходом к более влажной фазе климата. На внутриддекадном масштабе при положительной фазе ГАО наблюдается ослабление зонального градиента давления вдоль экватора между областью планетарной конвекции (восходящая ветвь циркуляции Уокера на западе Тихого океана) и областью нисходящей ветви

циркуляции Уокера (на востоке Тихого океана), способствуя реверсу этой циркуляционной ячейки, что и определяет момент кульминации явления Эль-Ниньо. На междекадном временном масштабе при положительной фазе ГАО на западе Тихого океана формируется фон повышенного атмосферного давления и, следовательно, его пониженного зонального градиента. Последнее очевидно является не только первопричиной учащения Эль-Ниньо в фазу 1975–1999 гг., но и возникновения в эту фазу аномально сильных его событий 1982–1983 гг. и 1997–1998 гг.

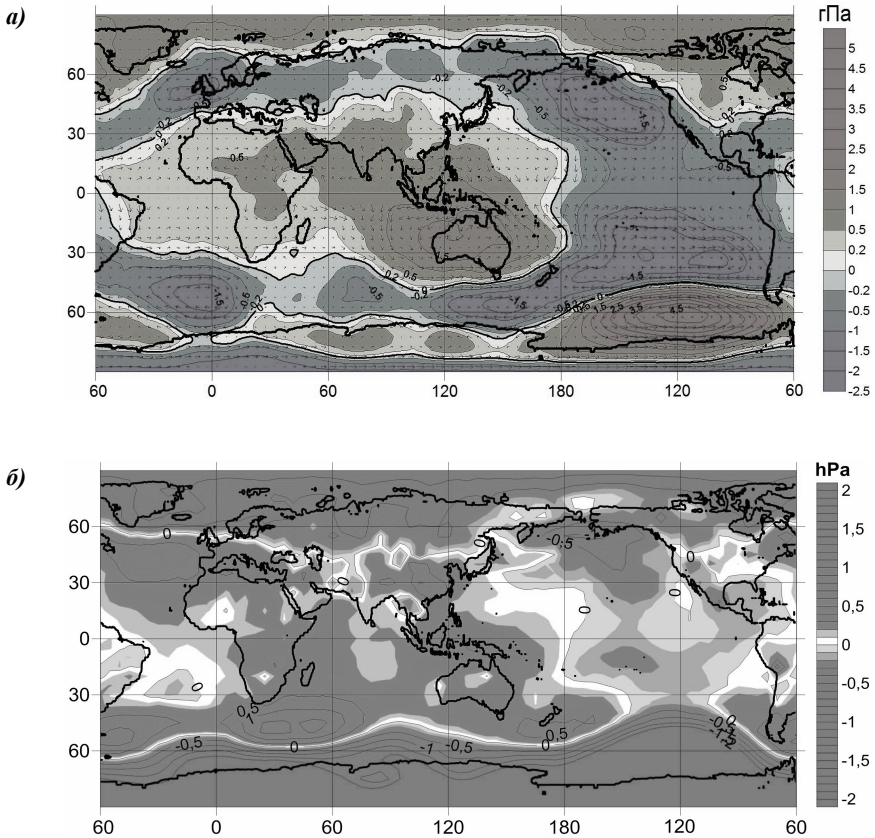


Рис. 4. Аномалии глобального поля атмосферного давления на уровне моря: на внутридекадном а) [Бышев и др., 2012], на междекадном б) [Бышев и др., 2009] масштабах между периодами III) 1980–1999 гг. и II) 1940–1970 гг.

Обсуждение результатов

Изменения климата при его фазовых переходах проявляются, прежде всего, в ослаблении или в усилении потоков явного и скрытого тепла из океана в атмосферу. При этом сокращение потока скрытого тепла в атмосферу должно сопровождаться уменьшением содержания водяного пара в планетарной атмосфере [Mao et al., 2017] (Рис. 3), а, следовательно, и облачности, и осадков. Вариации фаз климата сопровождаются либо учащением засух и ростом количества природных лесных пожаров [Пономарёв и др., 2018б] при сокращении влаги в атмосфере, либо, напротив, ростом числа наводнений и других сопутствующих явлений при увеличении влажности атмосферы. Одна фаза от другой отличаются, таким образом, степенью континентальности климата. Таким образом, очевидно, что полученные нами результаты исследования природы мультideкадной изменчивости климата могут иметь как научную, так и практическую значимость. К разряду наиболее нетривиальных из этих результатов [Byshv et al., 2017; Бышев и др., 2016] относится наш вывод о том, что мультideкадная изменчивость планетарного климата является следствием соответствующей изменчивости теплосодержания ВДС Мирового океана, которая была выявлена нами в ряде информативных районов (Рис. 3).

Фаза теплонакопления в Мировом океане сопровождается ослаблением влагообмена океана с атмосферой и, как следствие, сокращением содержания в ней водяного пара. Фаза тепловой разгрузки океана, напротив, обусловлена интенсификацией его влагообмена с атмосферой и ростом в ней содержания водяного пара. Таким образом, мониторинг теплосодержания ВДС океана может дать материал для прогноза смены фаз климата. Изменение теплосодержания ВДС должно сопровождаться также изменением стерического уровня океана. При увеличении теплосодержания ВДС океана его стерический уровень должен повышаться, а при его сокращении – понижаться. Наблюдаемые мультideкадные изменения теплосодержания (Рис. 2, Рис. 3а) дали нам возможность выполнить ориентировочную оценку соответствующих междекадных изменений стерического уровня. Их средняя величина в конкретных случаях составила около 6 см. Заметим, что систематические спутниковые альтиметрические наблюдения уровня Мирового океана начали проводиться с 1993 г.

Используя соответствующую спутниковую информацию по Атлантическому, Тихому и Южному океанам, мы выполнили расчёты изменений уровня (Рис. 5), который рассматривался в качестве стерического. Горизонтальные линии на Рис. 5 соответствуют средним значениям уровня в периоды до и после 2000 г. Данные измеренных высот уровня оказались в удовлетворительном соответствии с результатами, полученными с помощью расчета его эволюции по изменениям теплосодержания. Это дает нам основание рассматривать в

дальнейшем возможность использования спутниковой альтиметрической информации, как ещё одну из возможностей оперативного климатического мониторинга теплосодержания ВДС Мирового океана.

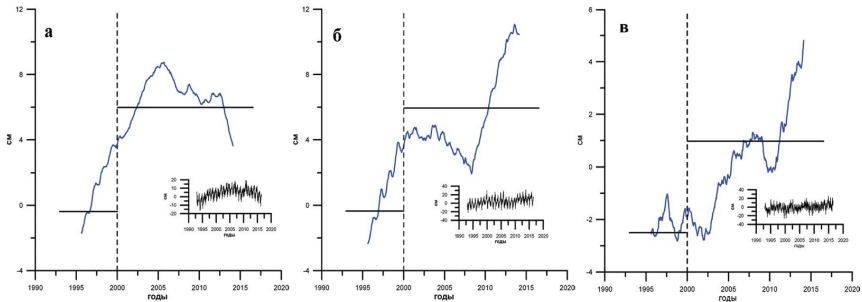


Рис. 5. Ход аномалий уровня (5-летнее скользящее осреднение) в Атлантическом (а), Тихом (б) и Южном (в) океанах по данным (на врезках) спутниковых измерений www.sealevel.colorado.edu. Горизонтальные линии – средние аномалии ожидаемого стерического уровня в периоды с 1993 г. по 1999 г. и с 2000 г. по 2016 г.

Взаимодействие относительно тёплых океанических вод с холодными воздушными массами приводит к активному циклогенезу в атмосфере, который сопровождается выносом тёплых и влажных воздушных масс с океана на континент. При продолжении активного циклогенеза в течение нескольких десятков лет мощность ВДС океана при участии глубокой конвекции возрастает, а его теплосодержание заметно сокращается [Byshev et al., 2017; Бышев, Фигуркин, Анисимов, 2017]. Как показали такие крупномасштабные эксперименты, как МЕГАПОЛИГОН (1987) и АТЛАНТЕКС-90 (1990) [Бышев, Снопков, 1990; Бышев и др. 1993], над океанами в фазу его тепловой разгрузки формируется аномальная облачность, которая экранирует приток коротковолновой солнечной радиации к поверхности океана, ускоряя тем самым его выхолаживание. Однако, с увеличением мощности глубокой конвекции, в результате которой тепло из промежуточных и глубинных слоёв океана поступает в атмосферу, несмотря на высокую (при конвекции) вертикальную скорость, интенсивность формирования атмосферных циклонов замедляется. Далее циклогенез в конце концов существенно сокращается, глубокая конвекция прекращается, океан переходит в фазу теплонакопления. Следует еще раз подчеркнуть, что наиболее активная роль в этом процессе отводится Мировому океану, в пределах которого нами была обнаружена мультидекадная осцилляция теплосодержания ВДС (МОСТОК) – чередование фаз теплонакопления с фазами тепловой разгрузки. Тепловая разгрузка в энергоактивных зонах океана совершается при

интенсификации выхода на него холодных с дефицитом влаги высокоширотных воздушных масс [Бышев, 2003].

В итоге всего вышеизложенного мы приходим к заключительному выводу о том, что мультидекадная фазовая структура временной изменчивости составляет одну из важных естественных особенностей динамики современного климата. Являясь, по всей вероятности, результатом квазипериодического внутривекового перераспределения тепла в пределах климатической системы, смена фаз климата сопровождается определенной перестройкой циркуляции океана и атмосферы, явные признаки которой обнаружены нами в соответствующих совокупных результатах измерений, моделирования и косвенных расчетов.

Выводы

- Важнейшей особенностью современного климата Земли является наблюдаемая его мультидекадная (50–70 лет) ритмическая изменчивость.
- Отдельный мультидекадный ритм представляет собой две качественно различающиеся фазы климата по 25–35 лет каждая. На протяжении относительно теплой и влажной фазы, в течение которой ВДС Мирового океана, испытывая своеобразную тепловую разгрузку, локально отдает явное и скрытое тепло в атмосферу. Во второй фазе наблюдается более континентальный климат, когда ВДС океана аккумулирует атмосферное тепло, восстанавливая своё начальное теплосодержание, которое наблюдалось накануне его тепловой разгрузки.
- В эволюции современного климата наибольшее внимание привлекают «внезапные» смены его фаз, которые воспринимаются как климатические сдвиги, сопровождаемые определённой перестройкой общей циркуляции океана и атмосферы.
- Мультидекадная ритмика климата, наблюдаемая, по крайней мере, в Северном полушарии, в частности на Евразийском континенте, возбуждается и поддерживается выявленными нами планетарными структурами: глобальной атмосферной осцилляцией (ГАО) и мультидекадной осцилляцией теплосодержания океана (МОСТОК).
- Результаты численного моделирования термохалинной циркуляции Мирового океана по модели Института вычислительной математики РАН и сопоставление их на соответствие диагностическим расчётам по данным измерений за полувековой период позволили убедиться в реальности наших представлений о вышеизложенных особенностях динамики современной климатической системы.

Работа выполнена в рамках государственного задания, тема №0149-2019-0002.

ON THE PROBLEM OF GENERATION OF THE RECENT CLIMATE MULTI-DECADAL CHANGE

Byshev V.I., Neiman V.G., Gusev A.V., Zalesny V.B., Moshonkin S.N., Ponomarev V.I., Romanov Yu.A., Serykh I.V., Sidorova A.N., Sklyarov V.E., Figurkin A.L.

It is considered the features of the modern climate dynamics, the most essential of which appears as multi-decadal (50–70 years) rhythm. Attention is drawn to the fact that a separate rhythm consists of two phases of climate (25–35 years), differing in the degree of continentality. It is shown that the observed rhythm corresponds to the characteristic of multi-decadal variability of the heat content of the upper active layer (UAL) of the ocean. The possibility of predicting the timing of phase climate change, which can be based on monitoring the changes in the thermal content of UAL and steric level in the informative areas of the world ocean, is discussed.

Литература

1. Анисимов М.В., Бышев В.И., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н. Междекадная изменчивость термической структуры вод Северной Атлантики и ее климатическая значимость. ДАН. 2012. Т.443. №3. С. 323-343.
2. Анисимов М.В., Бышев В.И., Залесный В.Б., Нейман В.Г., Сидорова А.Н., Влияние глобальной атмосферной осцилляции на гидрофизический режим вод Северной Атлантики. ДАН, 2014, Т. 454, №1, С. 92-96.
3. Бышев В. И., Галеркин Л.И., Галеркина Н.Л., Иванов Ю.А., Фомин Л.М. Похолодание Баренцева моря в период явления Эль-Ниньо 1997-1998гг. - Докл. РАН. 2001, Т. 376, №3, С. 397-400.
4. Бышев В. И., Нейман В.Г. Отклик Баренцева моря на события Эль-Ниньо. - Докл. РАН.2000, Т.373, №6, С.826-829.
5. Бышев В.И. Копрова Л.Н., Навроцкая С.Е. , Позднякова Т. Г., Романов Ю.А. Аномальное состояние Ньюфаундлендской энергоактивной зоны в 1990г. ДАН, 1993, Т.331, №6, С.735-738.
6. Бышев В.И. Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. М. Наука, 2003, 343с.
7. Бышев В.И., Нейман В.Г., Анисимов М.В., Гусев А.В., Романов Ю.А., Серых И.В., Сидорова А.Н., Фигуркин А.Л., Анисимов И.М. Междекадные осцилляции теплосодержания верхнего деятельного слоя океана в контексте короткопериодной изменчивости современного климата. Москва, 2016, Росгидромет, Труды ГОИН, Исследования океанов и морей, № 217, С. 323-343.
8. Бышев В.И., Нейман В.Г., Пономарёв В.И., Романов Ю.А., Серых И.В., Цурикова Т.В. Роль глобальной атмосферной осцилляции в

- формировании климатических аномалий Дальневосточного региона России. ДАН, 2014а, Т.458, №1, С.92-96.
9. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А. Климатические ритмы теплового режима Мирового океана. Природа. 2016. №8. С.26-33.
 10. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И. В. О фазовой изменчивости некоторых характеристик современного климата в регионе Северной Атлантики. Доклады АН, 2011, Т. 438, №6, С.817-822.
 11. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. Глобальные атмосферные осцилляции в динамике современного климата. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014б, Т.11, №1, С.62-71.
 12. Бышев В.И., Снопков В.Г. О формировании поля температуры воды поверхности океана в энергоактивной зоне северо-западной части Тихого океана на примере полигона «МЕГАПОЛИГОН» // Метеорология и гидрология. 1990. № 11. С.70-77.
 13. Бышев В.И., Фигуркин А.Л., Анисимов И.М. Междекадная изменчивость термической структуры вод верхнего деятельного слоя на северо-западе Тихого океана // Доклады Академии наук. 2017. Т.477. №2. С. 240-244.
 14. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз. Ред. Е.С. Нестеров. М.: Триада лтд, 2016, 378с.
 15. Гулёв С.К., Иванов Ю.А., Колинко А.В., Лаппо С.С., Морозов Е.Г. Эксперимент «Атлантекс-90». Метеорология и гидрология 1992. №5. С. 51-61.
 16. Гусев А.В., Дианский Н.А. Воспроизведение циркуляции Мирового океана и её климатической изменчивости в 1948-2007 гг. с помощью модели INMOM. Изв. РАН, Сер. Физика атмосферы и океана. 2014. Т.50. N 1. С.3-15.
 17. Мошонкин С.Н., Дианский Н.А., Эйдинов Д.А., Багно А.В. Модель циркуляции Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана // Океанология. 2004. Т.44. № 6. С.811-825.
 18. Пономарев В.И., Дмитриева Е.В., Шкорба С.П., Карнаухов А.А. Изменение планетарного климатического режима на рубеже XX–XXI веков // Вестник МГТУ. 2018. Т. 21, № 1. С. 160–169. DOI: 10.21443/1560-9278-2018-21-1-160-169
 19. Пономарёв Е.И., Скоробогатова А.С. Пономарёва Т.В. Горимость лесов Сибири и межсезонной вариации уровня тепло- и влагообеспеченности. Метеорология и гидрология. 2018. № 7, С. 45-55.
 20. Эксперимент МЕГАПОЛИГОН, М., Наука, 1992, 415с.
 21. Allan, R. J., & Ansell, T. J. (2006). A new globally-complete monthly historical gridded mean sea level pressure data set (HadSLP2): 1850-2004. J. Climate, 19, 5816–5846.

22. Bond, N.A., J.E. Overland, M. Spillane, and P. Stabeno (2003), Recent shifts in the state of the North Pacific, *Geophysical Research. Letters*, 30(23), 2183, doi:10.1029/2003GL018597,2003.
23. Byshev V.I., Neiman V.G., Anisimov M.V., Gusev A.V., Serykh I.V., Sidorova A.N., Figurkin A.L., Anisimov I.M. Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content // *Pure and Applied Geophysics*. 2017. Vol. 174. No. 7. P. 2863-2878. DOI 10.1007/s00024-017-1557-3.
24. Compo, G.P., J.S. Whitaker, P.D. Sardeshmukh, N. Matsui, R.J. Allan, X. Yin, B.E. Gleason, R.S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R.I. Crouthamel, A.N. Grant, P.Y. Groisman, P.D. Jones, M. Kruk, A.C. Kruger, G.J. Marshall, M. Maugeri, H.Y. Mok, Ø. Nordli, T.F. Ross, R.M. Trigo, X.L. Wang, S.D. Woodruff, and S.J. Worley, 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 1-28. DOI: 10.1002/qj.77
25. Mao K., Chen J., LI. Z., Ma Y., Song Y., Tan X., Yang K. Global Water Vapor Content Decreases from 2003 to 2012: An Analysis Based on MODIS Data // *Chin.Geogra. Sci*. 2017. Vol. 27. No. 1. P. 1-7; doi: 10.1007/s11769-017-0841-6.
26. Minobe S.A Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillation over the North Pacific : role in climatic regime shift // *Geophys. Res. Lett*. 1999. Vol. 26. P.855-858.
27. Morice, C. P., J. J. Kennedy, N. A. Rayner, and P. D. Jones (2012), Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 dataset, *J. Geophys. Res.*, 117, D08101, doi:10.1029/2011JD017187.
28. Swanson K.L., Tsonis A.A. Has the climate recently shifted? // *Geophys. Res. Lett*. 2009. V.36. L06711, doi: 10.1029/2008 GL037022, 2009.
29. Stephens C., Levitus S., Antonav J., Boyer T. On the Pacific Ocean regime shift// *Geophys. Res. Lett*. 2001. Vol. 18 N19, p. 3721-3724.
30. Wang G., Swanson K. L., Tsonis A. A. The pacemaker of major climate shifts.// *Geophys. Res. Lett*. 2009. Vol. 36. L07708. doi: 10.1029/2008 GL036874.

МЕЖГОДОВАЯ И СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕДОВИТОСТИ РОССИЙСКИХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТИЧЕСКОМ ПЕРИОДЕ

*Юлин А.В., Тимофеева А.Б., Павлова Е.А.,
Шаратунова М.В., Хотченков С.В.*

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Характерной особенностью наблюдаемых климатических колебаний в Северном полушарии в течение всего XX века являлась смена периодов относительных «похолоданий» (в начале века; 60–80-е гг.) и «потеплений» (20–50-е гг.; с 90-х гг. до наст. времени). Периоды относительного «похолодания» и «потепления» составляют приблизительно 30–35 лет. В последнее 30-летие наблюдается значительный рост аномалии температуры воздуха. Изменения аномалий температуры сопровождались значительным изменением площади льдов. В арктических морях климатические колебания выражены в разной степени, имеют ряд особенностей, однако наблюдаемое в последние десятилетия уменьшение ледовитости во всех морях можно назвать аномальным.

В работе рассматриваются изменения ледовитости в российских арктических морях в летний сезон за ряд наблюдений с 1946 по 2018 годы (73 года), а также за отдельно взятые два последних 30-летия: с 1959 по 1988 гг, как относительно «холодный» период, и с 1989 по 2018 гг., как «теплый» период.

В ходе анализа для каждого из российских арктических морей выявлены характерные особенности сезонного хода и наличие устойчивого тренда уменьшения ледовитости.

Также по результатам исследования установлено, что очищение арктических морей ото льдов стало происходить раньше и интенсивнее на 2–3 декады, по сравнению с условиями, наблюдаемыми ранее. Это привело к увеличению повторяемости полного очищения морей ото льдов в летний сезон и, что наиболее значимо, к увеличению продолжительности безледного периода на 2–4 декады.

Введение

Процесс потепления в Арктике устойчиво развивается. Ледовые условия в российских арктических морях, по которым проходит трасса Северного морского пути (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря) за последнее десятилетие существенно изменились. Актуальность проблемы изменения ледовых условий напрямую связана с хозяйственной деятельностью в

Арктике. Круг задач, которые в настоящее время решаются в Арктике очень широк. Это «Северный завоз» грузов в арктические поселки, обеспечение деятельности баз ВМФ, разведка и добыча нефтеуглеводородов, плавание по трассе Северного морского пути (СМП). Необходимо отметить, что объем морских перевозок по трассе СМП в последние годы значительно вырос. В 2017 г. объем грузоперевозок превысил 10 млн. тонн, и в дальнейших планах намечено существенное увеличение этого показателя. Успешность развития СМП и увеличение объемов перевозок напрямую связано с ледовыми условиями арктических морей.

В связи с этим исследование ледовых условий арктических морей, по которым проходит трасса СМП, остается важной исследовательской задачей.

В работе анализируются изменения ледовитости арктических морей. Ледовитость моря в летний период является интегральным показателем, описывающим наиболее важные особенности формирования ледяного покрова в течение всего годового цикла, как нарастания льдов, так и их таяния и разрушения в летний период.

Используемые данные

В ряде работ установлена связь колебаний ледовитости в арктических морях с наблюдающимися климатическими изменениями [1, 2, 3]. Климатические колебания в Арктике в наблюдаемой ретроспективе близки к 60–65-летним циклам, с выделяющимися приблизительно 30–35-летними периодами «относительного похолодания и потепления». При анализе изменчивости аномалий среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70–85° с.ш. установлено, что периоды «относительного похолодания» наблюдались в начале XX века до середины 20-х годов и далее в период с середины 50-х годов до конца 80-х. А периоды «относительного потепления» наблюдались с середины 20-х годов прошлого столетия до середины 50-х годов и с конца 80-х годов по настоящее время [2, 3, 4].

На основе этого, в рассматриваемой работе выделяются условно «холодный» период – 1959–1988 гг. (далее «холодный») и условно «теплый» – 1989–2018 гг. (далее «теплый»).

В качестве исходного материала для анализа были использованы данные из постоянно пополняемого архива ледовитости арктических морей отдела ледового режима и прогнозов ААНИИ. Архив содержит сведения о распределении льдов в течение всего года (карты ледяного покрова), а также количественные оценки ледовитости и площади ледяных массивов. Материалы носят выборочный характер, начиная с 30-х годов прошлого столетия, и регулярный характер, начиная с середины 40-х годов прошлого столетия, благодаря регулярно выполняемым ледовым авиационным разведкам. В более поздние годы, начиная

с конца 70-х годов прошлого столетия, ледовые авиаразведки заменили спутниковые наблюдения. Таким образом, анализируется непрерывный ряд наблюдений за ледовитостью морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, за август (как средний месяц летнего сезона) и за каждую декаду летнего периода с июля по октябрь, начиная с 1946 по 2018 годы (длина рядов наблюдений составляет 73 года). Значения ледовитости выражены в относительных единицах – в % покрытия ледяным покровом акватории моря.

Изменчивость ледовитости Карского моря

На Рис. 1 приведен график межгодовой изменчивости ледовитости Карского моря в августе. За период с 1940 г. по настоящее время наблюдается хорошо выраженный линейный тренд уменьшения ледовитости, который составил около 30 %, за весь ряд наблюдений или почти 4 % в десятилетие.

Однако в межгодовой изменчивости ледовитости наблюдается период пониженной (период до середины 50-х годов) и повышенной ледовитости (период с середины 50-х годов до конца 80-х годов), а также повторение периода пониженной ледовитости (период с начала 90-х годов по настоящее время).

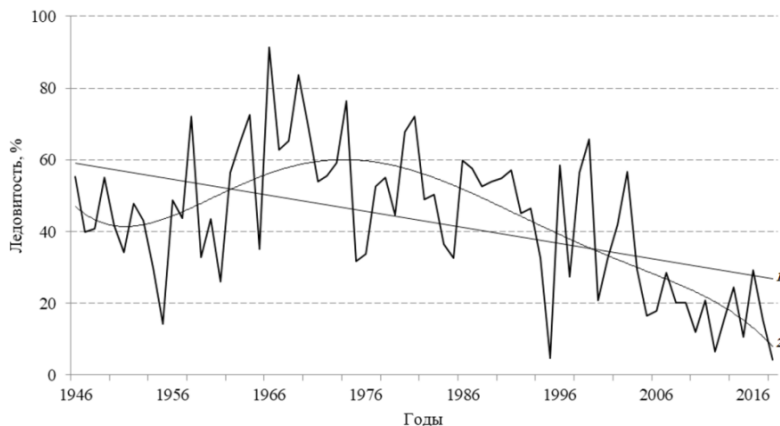


Рис. 1. Межгодовой ход ледовитости Карского моря в августе с 1946–2018 гг. Линии трендов: 1 – линейный, 2 – полиномиальный.

Сравнение средних значений ледовитости по десятилетиям (Рис. 2) показывает их большую изменчивость в различные периоды. Среднее значение ледовитости по десятилетиям в 40–50 гг. прошлого столетия составляло 36–41 %.

Затем наблюдалось увеличение ледовитости, которое приходилось на 60–80 гг. прошлого столетия и составляло 54–61 %. Сокращение ледовитости в последние десятилетия проявилось значительно глубже аналогичного периода, наблюдавшегося в 40–50 гг. В последнее десятилетие ледовитость Карского моря в августе в среднем составила 12 %, что в 3 раза меньше, чем в предыдущий период – пониженной ледовитости, приходящейся на 40–50 гг. XX века (Рис. 2).

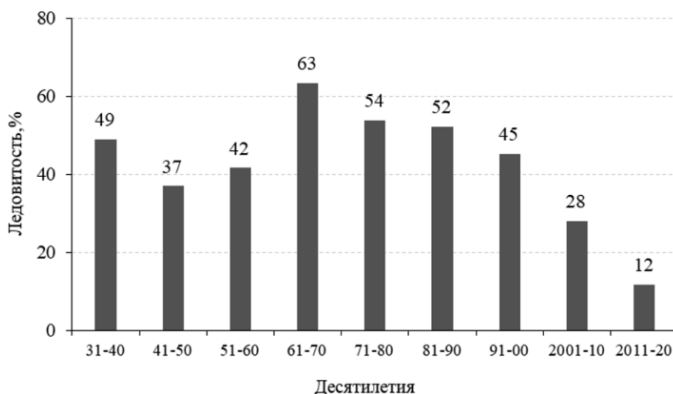


Рис. 2. Ход средних значений ледовитости Карского моря в августе за десятилетние периоды.

В Таблице 1 приведены оценки основных статистических характеристик ледовитости Карского моря за весь ряд наблюдений и различные временные периоды – относительно «холодный» период 1959–1988 гг. и относительно «теплый» период 1989–2018 гг.

Приведенные данные позволяют сравнить значения ледовитости в «холодные» и «теплые» периоды, а также оценить тенденцию происходящих изменений.

В последнее 30-летие средняя ледовитость в каждую декаду летнего периода стала меньше на 15–29 %. Наиболее значительные уменьшения ледовитости между «холодным» и «теплым» периодами наблюдаются с конца июля до конца августа и составляют 22–29 %.

Таблица 1.

Основные статистические характеристики сезонной изменчивости ледовитости Карского моря за различные временные периоды, %

Показатели	Месяцы, декады								
	VII			VIII			IX		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Весь ряд наблюдений, период 1946–2018 гг.									
Среднее значение	81	74	64	53	42	34	28	25	24
Минимум	27	21	10	8	3	0	0	0	0
Максимум	99	98	98	96	92	85	74	65	67
Амплитуда	72	76	88	88	89	85	74	65	67
Стандартное отклонение	15	17	21	21	20	19	18	17	17
«Холодный» период 1959–1988 гг.									
Среднее значение	89	85	77	66	54	46	37	33	32
«Теплый» период 1989–2018 гг.									
Среднее значение	73	64	49	39	30	23	20	18	17
Разность между средними значениями в «холодный» и «теплый» периоды									
Разность	15	21	29	26	23	22	17	15	15

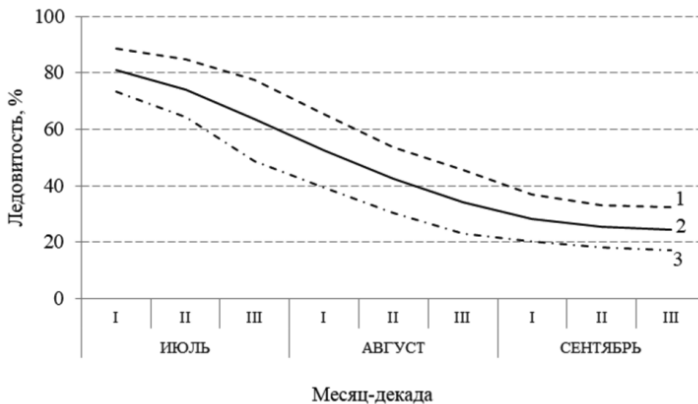


Рис. 3. Сезонный ход средних значений ледовитости Карского моря, %: 1 – «холодный» период, 2 – весь ряд наблюдений, 3 – «теплый» период.

В целом ледовитость моря в конце летнего сезона (в сентябре) в «холодный» период составляла 32–33 %, а в «теплый» период уменьшалась до 17–18 %.

На Рис. 3 представлен сезонный ход изменения ледовитости Карского моря в различные климатические периоды и за весь ряд наблюдений. Из сравнения графиков хорошо видно, что за последний 30-летний «теплый» период уменьшение ледовитости в Карском море стало более интенсивным. Так, например, значения ледовитости в 50 % в последний «теплый» период начали наступать раньше. Очищение половины акватории моря ото льда (50 %) в «холодный» период происходило к 3-й декаде августа, а в «теплый» период уже в 3-й декаде июля. В среднем очищение моря ото льдов начало происходить на 2–3 декады раньше.

Изменчивость ледовитости моря Лаптевых

На Рис. 4 приведен график межгодовой изменчивости ледовитости моря Лаптевых в августе. За период с 1946 г. по настоящее время наблюдается хорошо выраженный линейный тренд уменьшения, который составил за весь ряд наблюдений 25 %. Однако, реально значимое уменьшение ледовитости моря наблюдается только в последние 25–30 лет. Климатические колебания ледовитости по периодам в 30–35 лет, которые хорошо прослеживаются в других морях, в море Лаптевых оказались выражены слабее.

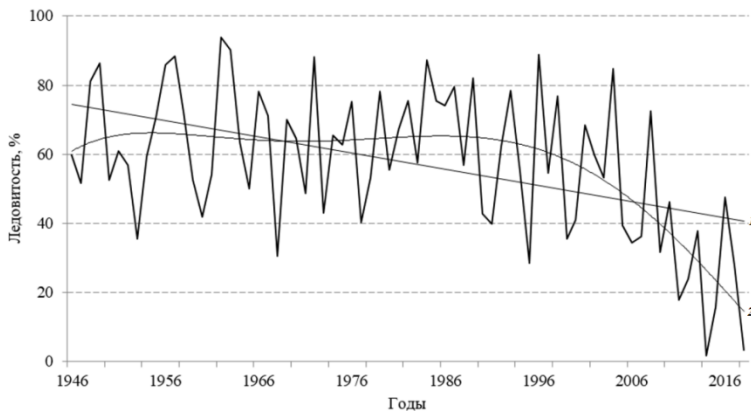


Рис. 4. Межгодовой ход ледовитости моря Лаптевых в августе с 1946 по 2018 гг. Линии трендов: 1 – линейный, 2 – полиномиальный.

Оценка средних значений ледовитости по десятилетиям приведена на Рис. 5. Среднее значение ледовитости по десятилетиям в 40–50 гг. прошлого столетия составляло 50–52 %. Затем наблюдалось увеличение ледовитости, которое приходилось на 60–80-е годы прошлого столетия и составляло 53–59 %. Уменьшение ледовитости в последние десятилетия текущего столетия проявилось значительно глубже аналогичного периода, наблюдавшегося в 40–50-х годах прошлого столетия. В последнее десятилетие ледовитость моря Лаптевых в августе в среднем составила 20 %, что в 2 раза меньше, чем в предыдущий «холодный» период 40–50-х годов (Рис. 5).

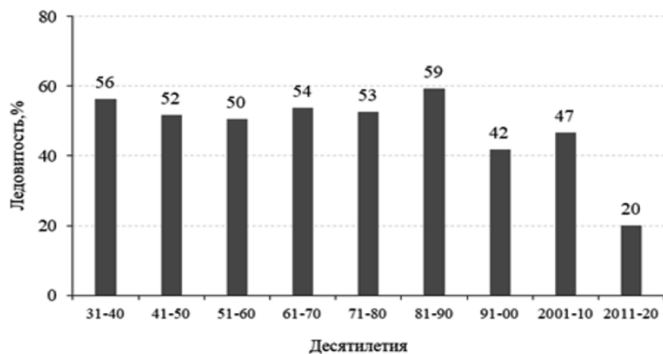


Рис. 5. Ход средних значений ледовитости моря Лаптевых в августе за десятилетние периоды.

В Таблице 2 приведены оценки основных статистических характеристик сезонной изменчивости ледовитости моря Лаптевых за различные временные периоды: весь ряд наблюдений, относительно «холодный» период 1959–1988 гг. и относительно «теплый» период 1989–2018 гг.

В последнее 30-летие средняя ледовитость в каждую декаду летнего периода стала меньше на 7–20 %.

Наиболее значительные уменьшения ледовитости моря между «холодным» и «теплым» периодом наблюдаются в августе-сентябре и составляют 17–20 %. В целом ледовитость моря в конце летнего сезона (в сентябре) в «холодный» период составляет 38–40 %, а в «теплый» период уменьшается до 23–24 %, то есть практически в 1,7 раза.

На Рис. 6 представлен сезонный ход изменения ледовитости моря Лаптевых в различные климатические периоды и за весь ряд наблюдений. Из сравнения графиков хорошо видно, что за последний 30-летний «теплый» период уменьшение ледовитости в море стало происходить интенсивнее и в более ранние сроки.

Таблица 2.

Основные статистические характеристики сезонной изменчивости ледовитости моря Лаптевых за различные временные периоды, %

Показатели	Месяцы, декады								
	VII			VIII			IX		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Весь ряд наблюдений, период 1946–2018 гг.									
Среднее значение	83	78	68	74	55	43	35	34	31
Минимум	55	30	16	5	1	0	0	0	0
Максимум	100	97	98	97	92	95	84	89	83
Амплитуда	45	67	82	92	91	95	84	89	83
Стандартное отклонение	11	15	20	18	24	24	24	24	22
«Холодный» период 1959–1988 гг.									
Среднее значение	85	82	74	80	63	51	42	40	38
«Теплый» период 1989–2018 гг.									
Среднее значение	78	71	59	64	43	31	26	24	23
Разность между средними значениями в «холодный» и «теплый» периоды									
Разность	7	11	15	17	20	20	17	20	15

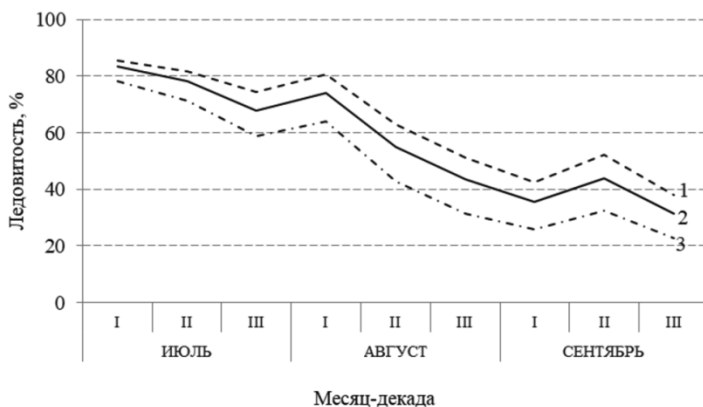


Рис. 6. Сезонный ход средних значений ледовитости моря Лаптевых, %. 1 – «холодный» период, 2 – весь ряд наблюдений, 3 – «теплый» период.

Одинаковые значения ледовитости в 50 % в последний «теплый» период стали достигаться раньше (Рис. 6). Освобождение половины моря (50 % акватории) ото льда в «холодный» период происходило в 3-ей декаде августа, а в «теплый» – в конце 1-й декады августа. В среднем очищение акватории стало происходить на 1–2 декады ранее.

Изменчивость ледовитости Восточно-Сибирского моря

Участок трассы Северного морского пути в восточной части Восточно-Сибирского моря всегда считался одним из наиболее сложных из-за большой ледовитости моря и сплоченных льдов Айонского ледяного массива, которые часто блокировали прибрежный район плавания. Именно в восточной части Восточно-Сибирского моря в 1983 г. произошла гибель теплохода «Нина Сагайдак» в результате тяжелых ледовых условий и сжатий льдов.

На Рис. 7 приведен межгодовой ход ледовитости Восточно-Сибирского моря в августе (ряд наблюдений с 1946 г. по 2018 гг.). Линейный тренд уменьшения ледовитости за период наблюдения является наиболее значительным из всех выявленных в арктических морях. Сокращение площади льдов составляет около 40 % за 73-летний ряд наблюдений или почти 6 % в десятилетие.

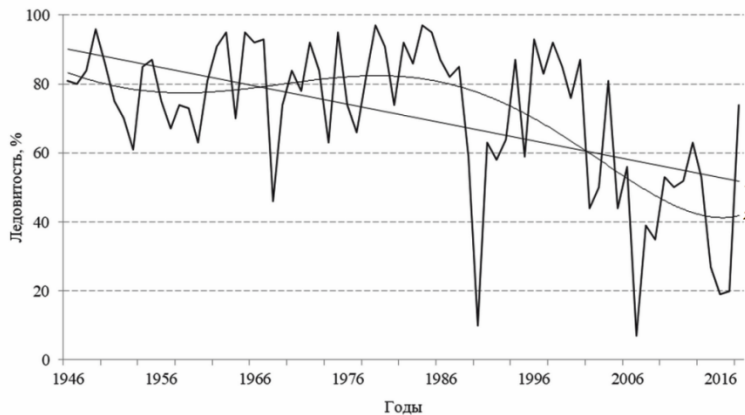


Рис. 7. Межгодовой ход ледовитости Восточно-Сибирского моря в августе 1946–2018 гг. Линии трендов: 1 – линейный, 2 – полиномиальный.

Оценка средних значений ледовитости по десятилетиям приведена на Рис. 8. Примечательно, что за все предыдущие десятилетия прошлого столетия колебания ледовитости моря были незначительны. Среднее значение

ледовитости по десятилетиям в 50–60-х годах прошлого столетия составляло 76–81 %, затем наблюдалось увеличение в 70–80-х годах до 82–86 %. Уменьшение ледовитости в последние десятилетия проявилось значительно глубже аналогичного периода, наблюдавшегося в 40–50-х годах. В последнее десятилетие ледовитость Восточно-Сибирского моря в августе в среднем составила 45 %, что в 1,7 раза меньше, чем в предыдущий период с пониженными значениями (Рис. 8). Для самого сурового Восточно-Сибирского моря это очень большая величина. В последнее десятилетие более половины акватории моря стало устойчиво очищаться ото льда.

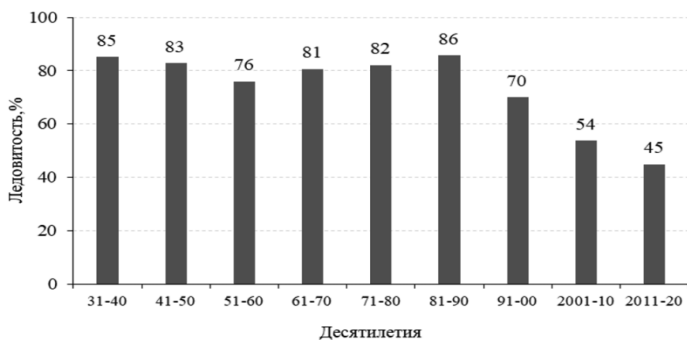


Рис. 8. Ход средних значений ледовитости Восточно-Сибирского моря в августе за десятилетние периоды.

В Таблице 3 приведены оценки основных статистических характеристик сезонной изменчивости ледовитости Восточно-Сибирского моря за различные временные периоды: весь ряд наблюдений, относительно «холодный» период 1959–1988 гг. и относительно «теплый» период 1989–2018 гг.

Восточно-Сибирское море обладает самой большой вариативностью изменений в сезонном ходе летнего периода. Изменения между «холодным» и «теплым» периодом нарастают по ходу летнего периода, достигая максимума в сентябре.

Наиболее значительные уменьшения ледовитости моря между «холодным» и «теплым» периодом наблюдаются в сентябре и составляют 35–38 %. В целом ледовитость моря в конце летнего сезона (в сентябре) в «холодный» период составляла 69–70 %, а в «теплый» период – 38 % (уменьшилась в 1,7 раза).

Таблица 3.

Основные статистические характеристики сезонной изменчивости ледовитости Восточно-Сибирского моря в различные временные периоды, %

Показатели	Месяцы, декады								
	VII			VIII			IX		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Весь ряд наблюдений, период 1946–2018 гг.									
Среднее значение	95	92	88	79	71	63	57	53	52
Минимум	71	63	46	14	6	0	0	0	0
Максимум	100	100	99	99	98	97	95	94	94
Амплитуда	29	37	53	85	92	97	95	94	94
Стандартное отклонение	5	7	10	20	22	24	25	26	27
«Холодный» период 1959–1988 гг.									
Среднее значение	96	95	92	88	82	77	73	70	69
«Теплый» период 1989–2018 гг.									
Среднее значение	93	89	82	66	57	46	38	33	31
Разность между средними значениями в «холодный» и «теплый» периоды									
Разность	3	6	10	22	25	31	35	38	38

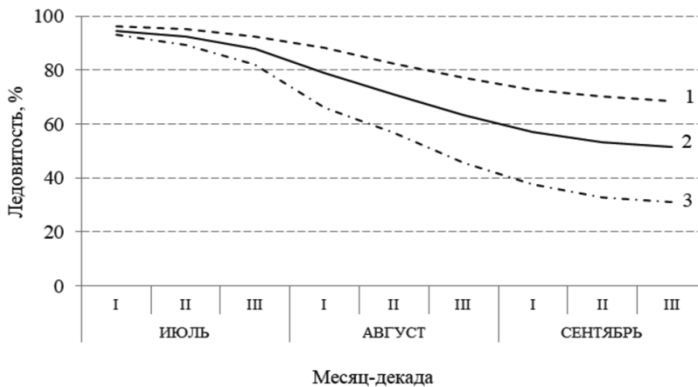


Рис. 9. Сезонный ход средних значений ледовитости Восточно-Сибирского моря, %. 1 – «холодный» период, 2 – весь ряд наблюдений, 3 – «теплый» период.

На Рис. 9 представлен сезонный ход изменения ледовитости Восточно-Сибирского моря в различные климатические периоды и за весь ряд наблюдений. Как видно на Рис. 9, освобождение ото льда половины (50 %) акватории моря в «теплый» период достигается уже к середине августа, в то время как в «холодный» не наблюдалось вообще. К концу периода таяния в последний «теплый» период в среднем может очищаться до 2/3 акватории моря, а в «холодный» период очищалась ото льда только 1/3 акватории. В среднем очищение акватории стало происходить раньше на 2–3 декады.

Изменчивость ледовитости Чукотского моря

В Чукотском море было рассмотрено изменение ледовитости юго-западной части моря, в которой проходит основное плавание судов. На Рис. 10 приведен межгодовой ход ледовитости в августе. Как и в других арктических морях, здесь хорошо виден линейный тренд, показывающий уменьшение ледовитости, который за весь ряд наблюдений составил около 25 % или почти 3 % за десятилетие. Климатические колебания по периодам (30–35 лет) выражены очень хорошо.

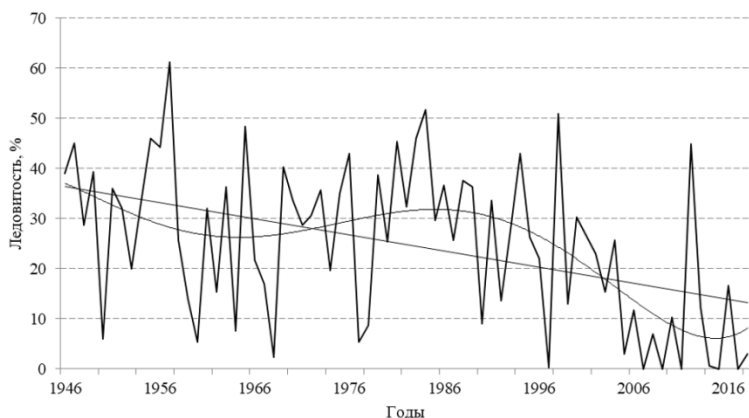


Рис. 10. Межгодовой ход ледовитости юго-западной части Чукотского моря в августе 1946–2018 гг. Линии трендов: 1 – линейный, 2 – полиномиальный.

Оценка средних значений ледовитости по десятилетиям приведена на Рис. 11. Минимальное среднее значение ледовитости по десятилетиям в предыдущий «холодный» период наблюдалось в 60-е гг. и составило 23 %. Затем наблюдалось увеличение ледовитости, которое приходилось на 70–80 гг. прошлого столетия и составляло 28–37 %. Уменьшение ледовитости в последние

десятилетия проявилось значительно глубже аналогичного периода, наблюдавшегося в 60 гг. В последнее десятилетие ледовитость юго-западной части Чукотского моря в августе в среднем составила 10 %, что почти в 2 раза меньше, чем в предыдущий «теплый» период 60-х годов (Рис. 11).

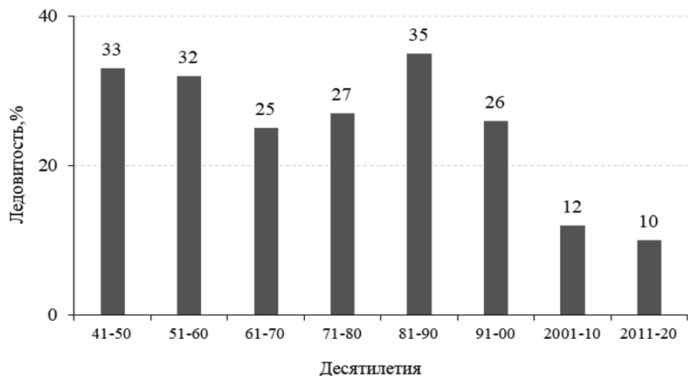


Рис. 11. Ход средних значений ледовитости юго-западной части Чукотского моря в августе за десятилетние периоды, %.

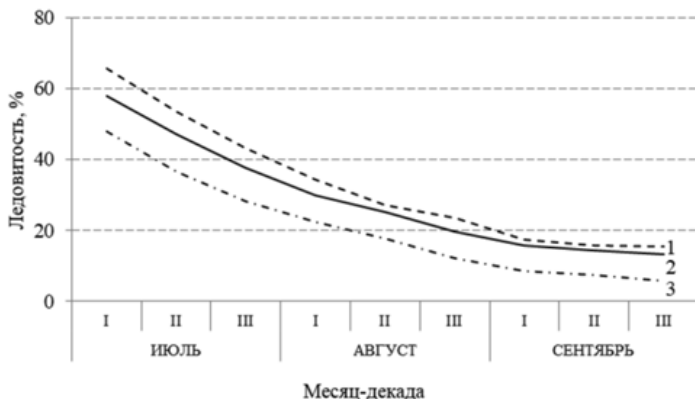


Рис. 12. Сезонный ход средних значений ледовитости в юго-западной части Чукотского моря, %. 1 – «холодный» период, 2 – весь ряд наблюдений, 3 – «теплый» период.

Таблица 4.

Основные статистические характеристики сезонной изменчивости ледовитости Чукотского моря за различные временные периоды, %

Показатели	Месяцы, декады								
	VII			VIII			IX		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Весь ряд наблюдений, период 1946–2018 гг.									
Среднее значение	58	47	38	30	25	20	16	14	13
Минимум	18	5	1	0	0	0	0	0	0
Максимум	98	89	85	74	67	60	60	59	69
Амплитуда	80	84	84	74	67	60	60	59	69
Стандартное отклонение	19	18	18	17	17	17	17	18	18
«Холодный» период 1959–1988 гг.									
Среднее значение	66	54	43	34	27	24	17	16	16
«Теплый» период 1989–2018 гг.									
Среднее значение	48	37	28	22	18	12	8	7	6
Разность между средними значениями в «холодный» и «теплый» периоды									
Разность	18	17	15	12	9	11	9	9	10

В последний 30-летний «теплый» период ледовитость в каждую декаду летнего сезона стала меньше на 9–18 %. В июле отмечаются наиболее значительные изменения ледовитости (уменьшение составило 15–18 %), в сентябре изменения ледовитости меньше (9–10 %).

Сокращение ледовитости в море также стало происходить более интенсивно и начинаться раньше. Освобождение половины акватории района ото льда (50 %) в «холодный» период в среднем происходило в начале 3-й декады июля, а в последний «теплый» период уже в 3-й декаде июня. Очищение начинает происходить раньше в среднем на 2–3 декады (Рис. 12).

Общие тенденции изменения ледовитости арктических морей

На Рис. 13 приведена разность между сезонным ходом ледовитости каждого из морей по средним и декадным значениям, наблюдавшимся в различные климатические периоды относительного «похолодания» и «потепления» (нижняя строка каждой из Таблиц 1–4).

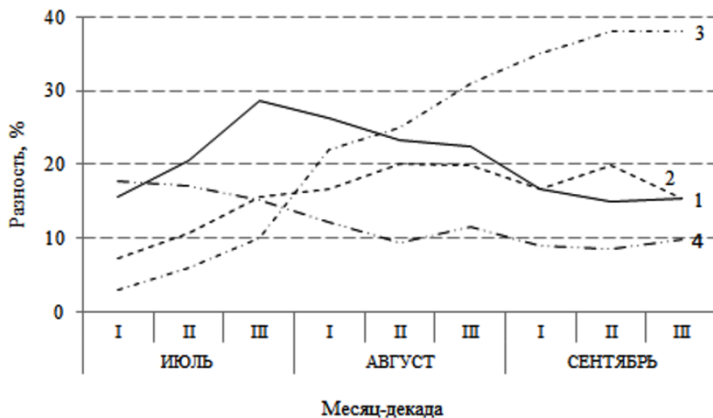


Рис. 13. Тенденции сезонного изменения ледовитости арктических морей. 1 – Карское, 2 – Лаптевых, 3 – Восточно-Сибирское, 4 – Чукотское море (юго-запад).

Сравнение тенденций изменений сезонного хода ледовитости выявляет следующие особенности: в «крайних» морях (Карское, Чукотское) изменения ледовитости значительно проявляются в начале летнего периода (15–20 %). В центральных арктических морях (Лаптевых и Восточно-Сибирском) в начале летнего периода ледовитость изменяется незначительно (5 %). Основные изменения начинают проявляться с августа и продолжают нарастать, становясь наиболее значимыми в сентябре. Особенно заметны изменения в Восточно-Сибирском море в сентябре – значения ледовитости составляют 35–38 %. За последние 30 лет море Лаптевых стало больше очищаться, в среднем на 20 %, а Восточно-Сибирское море – более чем на 35 %.

Выводы

1. За период наблюдений с середины прошлого века до настоящего времени наблюдаются устойчивые тенденции уменьшения ледовитости в каждом из российских арктических морей.
2. Изменение ледовитости в арктических морях носит колебательный характер с периодом в 30–35 лет. Так, приблизительно до середины 50-х гг. прошлого столетия наблюдался пониженный фон ледовитости, с середины 50-х до конца 80-х – повышенный фон, и в последние десятилетия вновь наблюдается уменьшение ледовитости в арктических морях.

3. Последний относительно «теплый» климатический период понижения ледовитости выражен наиболее значимо и проявляется во всех арктических морях.
4. В «крайних» морях изменения ледовитости наиболее проявились в начале летнего периода, в центральных морях – изменения нарастают с середины летнего периода и наиболее значимо проявляются в сентябре.
5. Очищение арктических морей в целом стало происходить раньше и быстрее на 2–3 декады, по сравнению с предыдущим «холодным» 30–тилетием.
6. Увеличилась повторяемость полного очищения морей, а также увеличилась продолжительность безледного периода на 2–4 декады.

INTERANNUAL AND SEASONAL CHANGES THE ICE COVER IN THE RUSSIAN ARCTIC SEAS IN THE MODERN CLIMATIC PERIOD

Yulin A.V., Timofeeva A.B., Pavlova E.A., Sharatunova M.V., Hotchenkov S.V.

A characteristic feature of climatic fluctuations in the Northern hemisphere during the 20th century is an alternation of periods of relative "cooling" (in the beginning of the century; 60–80 s) and "warming"(20–50 s; from the 90 s.). Duration of relative "cooling" and "warming" periods was roughly 30–35 years. A significant increase of the air temperature anomaly is steadily observed in recent decades. The temperature anomaly increase coincided with significant ice cover changes in the Arctic seas, particularly during the summer season. Climatic fluctuations in different Arctic seas vary, have a number of features, but dramatic sea ice cover decrease observed in recent decades could be called abnormal in all seas.

The paper considers the ice cover changes in the Russian Arctic seas during the summer season from observations series since 1946 to 2018 (73 years), also from last two separately taken 30th years: since 1959 to 1988, as a relatively "cold" period, and since 1989 to 2018 g, as a "warm" period.

For each of the Arctic seas during the investigation typical peculiarities of seasonal variations and the sustainable trend of reducing ice cover Based on the study results the earlier and more intensive start of the Arctic seas clearing process for 2–3 decades was determined, compared to the conditions observed earlier. This led to the increase of the frequency of seas total clearance from ice cover during the summer season and, most significantly, to the enhancement of the ice-free period duration by 2–4 decades.

Литература

1. Карклин В.П., Юлин А.В., Карелин И.Д., Иванов В.В. Климатические колебания ледовитости арктических морей сибирского шельфа // Труды ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 5 – 11.
2. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2, Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.
3. Frolov I., Gudkovich Z., Karklin V., Kovalev E. Smolyanitsky V. Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Centennial Ice Cover Observations. Praxis Publishing Ltd. UK, Chichester. 2009. 164 p.
4. Обзор гидрометеорологических процессов в Северной полярной области в 2017 г. СПб: ААНИИ, 2018, 94 с.

ДИНАМИКА ВИХРЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДРЕЙФА ЛЬДА И ПЛОТНОСТИ РАЗРЫВОВ В ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Дымент Л.Н., Лосев С.М.

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

По месячным полям скорости дрейфа льда в Арктическом бассейне, рассчитанным на основе данных автоматических буев ARGOS, установлено, что при повышенной повторяемости антициклонических круговоротов, зафиксированных в этих полях за годовой ледовый цикл, скорость дрейфа также повышена. При пониженной повторяемости антициклонических вихревых образований пониженной является и скорость перемещения льда. На этом основании повторяемость вихревых образований принята за показатель интенсивности дрейфа. Поскольку образование разрывов в ледяном покрове является следствием пространственной неравномерности его дрейфа, сделано предположение, что и плотность разрывов связана с повторяемостью антициклонических круговоротов в полях скорости дрейфа. Приведенные примеры, основанные на фактических данных, подтверждают существование такой связи.

В Арктическом бассейне и арктических морях в холодный период года в сплочённом дрейфующем льду постоянно присутствуют нарушения его сплошности (НСЛ), которые представлены трещинами, каналами и цепочками вытянутых разводий. Ширина наиболее крупных НСЛ может достигать 5–10 км, а длина – сотен километров. Нарушения сплошности льда называют также разрывами, поскольку зимой их образование обусловлено исключительно динамическими причинами. Вновь возникающие разрывы довольно быстро покрываются ниласом, а затем молодым льдом. Интерес к изучению нарушений сплошности льда вызван как научной, так и практической их значимостью.

Формирование разрывов в дрейфующем льду оказывает влияние непосредственно на его строение [1, 9]. Разрывы играют важную роль в теплообмене между океаном и атмосферой [8]. В зимнее время в Арктическом бассейне по исследованиям А.П. Макштаса через разрывы в атмосферу поступает столько же тепла, сколько через весь многолетний лёд, хотя площадь разрывов составляет всего около 3 % от общей площади ледяного покрова [5]. Присутствие каналов и разводий в сплочённом льду поддерживает жизнедеятельность морских млекопитающих [2].

Разрывы в ледяном покрове являются потенциальными маршрутами более легкого плавания судов [6]. В связи с этим климатические данные о нарушениях сплошности льда учитываются при планировании морских операций в

холодное время года, а использование оперативной информации о разрывах способствует успешной реализации плавания современных судов в сплочённом льду даже без ледокольного обеспечения.

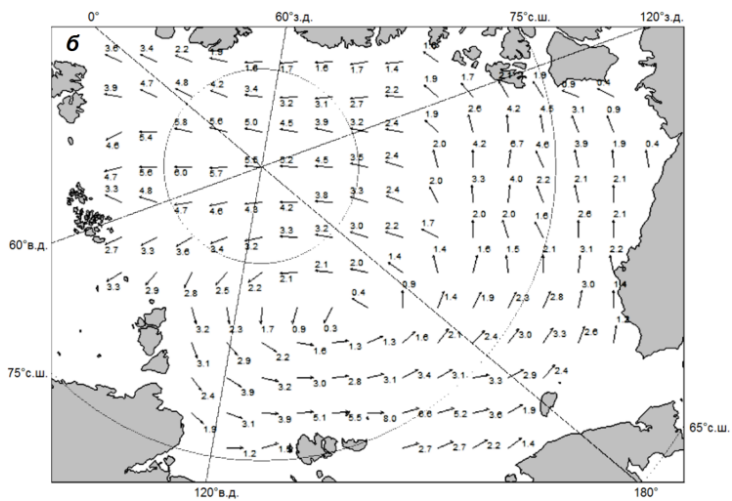
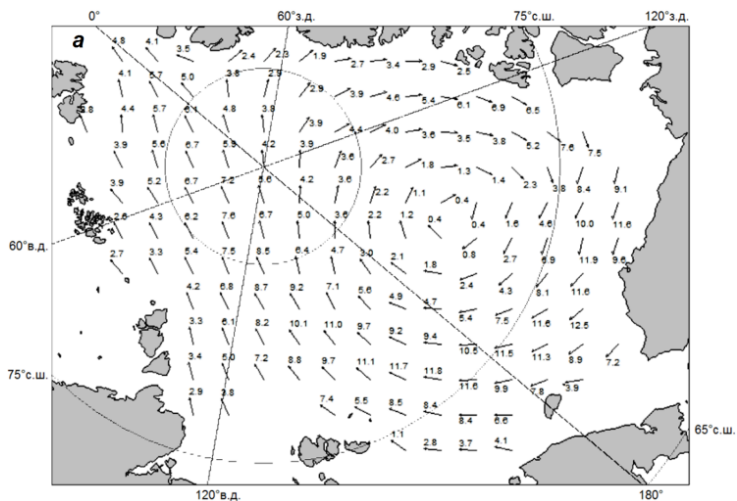
Основным источником информации о разрывах служат снимки ледяного покрова, передаваемые с ИСЗ. На снимках малого разрешения крупные разрывы фиксируются в форме тонких линий. Дешифрирование и оцифровка разрывов осуществляются довольно просто, хотя и является достаточно трудоемким процессом.

Наиболее значимыми характеристиками разрывов являются их преобладающая ориентация, плотность в пространстве и средняя протяженность. Одним из показателей плотности разрывов является их удельная длина, численно равная суммарной протяженности разрывов на площади 1 км².

В связи с тем, что информация о разрывах представляет большую практическую значимость для судов, совершающих рейсы в Арктическом бассейне, при необходимости по району ледового плавания составляются среднесрочные прогнозы ориентации разрывов и положения зон с преобладанием процессов их образования и закрытия [3]. При этом удельная длина не прогнозируется, поскольку методы ее моделирования с учетом полей ожидаемого атмосферного давления не дают желаемого результата.

Как было установлено ранее, основной причиной образования разрывов в Арктическом бассейне является неравномерность дрейфа льда, возникающая в результате неравномерности ветровых полей [4, 7]. При этом, чем больше модуль скорости дрейфа, тем существеннее ее различия в пространстве и во времени.

По данным автоматических буев «Argos» с учетом полей среднемесячного приземного атмосферного давления и с использованием метода объективной интерполяции и экстраполяции анализируемых параметров в пространстве были получены поля скорости дрейфа льда за месячные промежутки времени в Арктическом бассейне за последние 38 ледовых циклов (период с 1980 г. по 2017 г.). Анализ этих полей показал, что среди макромасштабных вихревых образований, присутствующих в них в большинстве случаев, антициклонические круговороты встречаются в 2,8 раза чаще циклонических. Всего за последние 38 лет выявлено 299 антициклонических вихревых образований и 107 циклонических, что составляет 65,6 % и 23,4 % соответственно от общего числа месяцев за эти годы. Повторяемость ситуаций, когда вихревые образования вообще отсутствуют, составляет 19,3 %, а случаев существования в полях скорости дрейфа одновременно двух противоположных круговоротов – 7,7 %. Примеры полей среднемесячной скорости дрейфа льда в Арктическом бассейне при наличии в них вихревых образований различных видов представлены на Рис. 1.



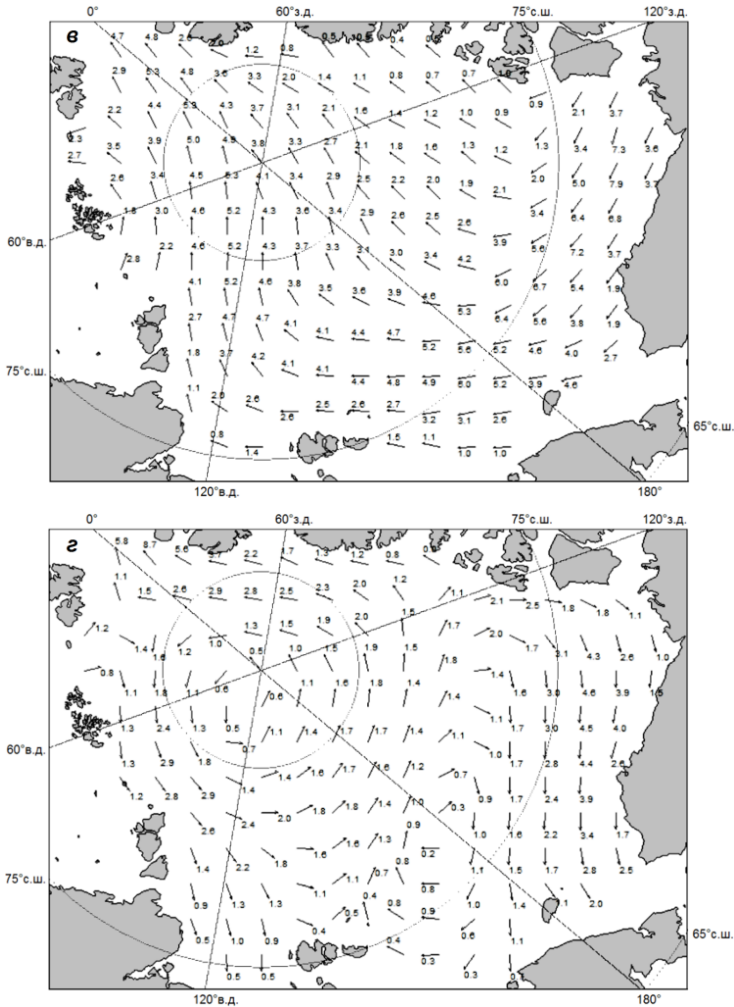


Рис. 1. Примеры полей скорости дрейфа льда в Арктическом бассейне: *а* – с наличием антициклонического круговорота (июнь, 2010 г.); *б* – с наличием циклонического круговорота (июнь, 2016 г.); *в* – с отсутствием вихревых образований (май, 2011 г.); *г* – с одновременным наличием двух противоположных круговоротов (апрель, 2010 г.).

Совместный анализ полей скорости дрейфа льда и полей приземного атмосферного давления, обобщенных за месячные промежутки времени, показал, что при наличии в атмосфере антициклона в поле скорости дрейфа льда также присутствует антициклоническое вихревое образование. При этом его центр в большинстве случаев несколько смещен относительно центра антициклона. Кроме того, были выявлены случаи, когда антициклонический круговорот в поле скорости дрейфа льда наблюдался и при отсутствии антициклона в поле среднего месячного атмосферного давления. При этом поле давления являлось малоградиентным. Интенсивность дрейфа в таком круговороте существенно меньше, чем в круговоротах, возникающих при преобладающем действии аномобарических факторов.

Поскольку антициклонические круговороты в полях скорости являются макромасштабными образованиями, то изменение их показателей позволяет судить об изменении дрейфа льда во всем бассейне в целом. В качестве таких показателей могут использоваться осредненные годовые ледовые циклы, повторяемость месячных полей скорости дрейфа льда, в каждом из которых присутствует антициклонический круговорот, размеры этих круговоротов, координаты их центров. Из приведенной совокупности характеристик наиболее значимой является первая. Она вычисляется как отношение числа месячных полей скорости дрейфа с присутствием антициклонического вихревого образования n к общему числу месяцев в цикле (октябрь предыдущего года – сентябрь текущего) и выражается в процентах, то есть:

$$p = \frac{n}{12} 100$$

На Рис.2 представлено изменение повторяемости антициклонических вихревых образований в месячных полях скорости результирующего дрейфа льда за последние 39 годовых ледовых циклов. Из рисунка видим, что межгодовые различия повторяемости связаны с присутствием в многолетнем ходе ее изменения циклических колебаний, продолжительность которых составляет несколько лет. Вместе с тем эти колебания происходят на фоне долгопериодного изменения значений p . С 1980 по 1994 г. повторяемость антициклонических круговоротов в целом уменьшалась. В последующие годы общий ход повторяемости изменился на противоположный. Долгопериодное колебание повторяемости круговоротов на рисунке отобразено трендом.

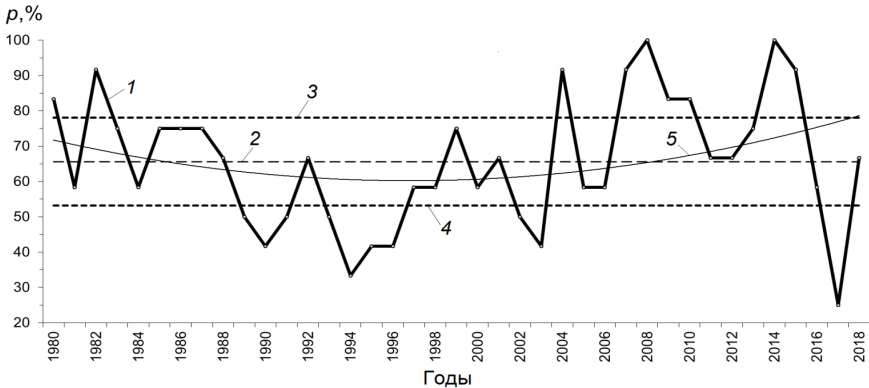


Рис. 2. Многолетнее изменение повторяемости месячных полей скорости дрейфа льда с наличием в них антициклонических круговоротов, рассчитанной за годовые ледовые циклы: 1 – ход изменения значений p ; 2 – средняя многолетняя повторяемость \bar{p} ; 3 – граница между группами лет с повышенными значениями p и значениями p около средней величины; 4 – граница между группами лет с пониженными значениями p и значениями p около средней величины; 5 – тренд.

По величине показателя p ледовые циклы можно разделить на 3 группы: с повышенными, пониженными его значениями и значениями около средней величины. На Рис. 2 за межгрупповые границы 3 и 4 приняты соответственно значения средней повторяемости $\bar{p} \pm 0,674\sigma$.

По имеющимся месячным полям скорости дрейфа льда в Арктическом бассейне рассчитаны ее поля, осредненные за 19 годовых ледовых циклов с 1999 г. по 2017 г. Для каждого цикла определено среднее значение скорости дрейфа на стрессе от м. Барроу до пр. Фрама. Как следует из Рис. 2, в рассматриваемый период отмечалось 7 годовых ледовых циклов с повышенной повторяемостью антициклонических круговоротов, 3 – с пониженной и 9 – со значением показателя p около его средней величины. Результаты расчетов средней скорости дрейфа льда на стрессе по группам лет представлены в Таблице 1.

Из данных Таблицы 1 видно, что наибольшие средние значения скорости дрейфа льда отмечаются в годы с повышенной повторяемостью полей дрейфа с антициклоническими круговоротами, а наименьшие – в годы с пониженными значениями показателя p . Наибольшие различия между модулями средних скоростей на стрессе отмечаются между скоростями дрейфа, осредненными за ледовые циклы с повышенными и пониженными значениями повторяемости их месячных полей с антициклоническими круговоротами.

Таблица 1.

Скорость дрейфа на стрежне, осредненная по группам лет с различным значением повторяемости месячных полей скорости дрейфа с наличием в них антициклонических вихревых образований

Параметры	Группа лет по показателю p		
	Повышенная	Средняя	Пониженная
Количество лет	7	9	3
Среднее значение показателя p , %	92	65	39
Диапазон изменения показателя p , %	83–100	58–75	25–50
Средняя скорость дрейфа на стрежне, км/сут	3,9	2,8	2,4
Диапазон изменения скорости дрейфа на стрежне, км/сут	2,1–4,9	1,9–4,0	1,9–2,7

За отдельные годы различия между средней скоростью дрейфа могут быть существенно выше, чем между ее значениями, осредненными по группам лет. Так в 2003 г. средняя скорость дрейфа на стрежне составляла 1,9 км/сут, а в 2015 г. – 4,9 км/сут, что в 2,6 раза больше, чем в 2003 г. Отношение показателей p за эти ледовые циклы равно 2,2.

Установленные изменения скорости дрейфа льда с изменением показателя p проявляются не только в зоне стрежня дрейфа, но и практически в пределах всей рассматриваемой акватории, хотя местами и не столь отчетливо.

Таким образом, в период пониженной повторяемости полей скорости с антициклоническими круговоротами интенсивность дрейфа в Арктическом бассейне в целом понижена. С увеличением значения показателя p она также возрастает.

Поскольку повторяемость месячных полей скорости дрейфа с антициклоническими круговоротами можно считать показателем интенсивности дрейфа льда в Арктическом бассейне, а пространственные различия его скорости в свою очередь влияют на плотность разрывов в ледяном покрове, логично было предположить наличие связи между значением введенного параметра p и удельной длиной разрывов. Трудность проверки этой гипотезы заключалась в том, что имеющиеся у нас снимки ИСЗ, являющиеся единственным источником данных о разрывах, не охватывали одновременно всю акваторию Арктического бассейна, вследствие чего информация носит фрагментарный характер. Кроме того, регулярное дешифрирование разрывов на снимках ИСЗ осуществлялось только за последние 11 лет (2006–2016 гг.) и в большинстве случаев на них был запечатлен только западный сектор Арктики. Остальные периоды не обеспечены достаточным количеством наблюдений для полноценного анализа.

Как видно из Рис.2, к периоду 2006–2016 гг., обеспеченному данными о разрывах, относятся ледовые циклы только с высокой и средней повторяемостью месячных полей дрейфа, в которых отмечались антициклонические круговороты. Ледовые циклы с низкими значениями показателя p оказались практически не обеспечены данными о разрывах.

Наиболее обеспечена данными о разрывах западная часть Арктики. Здесь мы располагали ежесуточными снимками ИСЗ NOAA с апреля 2005 по декабрь 2011 г. и за 2014 г., а также отдельными суточными снимками за большую часть месяцев 2012, 2013, 2015 и 2016 гг. Расчет удельной длины разрывов выполнен по квадратам 200×200 км за все ледовые циклы 2006–2016 гг. Поскольку количество разрывов в ледяном покрове рассматриваемой части Арктического бассейна в летние месяцы понижено, период обобщения данных за ледовый цикл включал в себя 7 месяцев: ноябрь и декабрь предыдущего года и месяцы с января по май следующего года, которым и обозначался ледовый цикл.

Для того чтобы избежать влияния пространственных различий, проявляющихся в полях удельной длины разрывов, на изменение ее значений от одного ледового цикла к последующему, в расчете двух смежных ледовых циклов использовались только те квадраты, в которых данные имелись за оба этих периода. Анализ выполнялся в среднем по 38 квадратам, что соответствует акватории площадью около $1,5$ млн. км².

Обратимся к полям удельной длины разрывов, рассчитанным за ледовые циклы 2006 и 2007 годов (Рис. 3). Повторяемость месячных полей скорости дрейфа льда, в которых отмечались антициклонические круговороты, в указанные ледовые циклы существенно различалась. В 2006 г. она составляла 58 %, а в 2007 г. уже возросла до 92 % (см. Рис. 2), т.е. увеличилась в 1,6 раза. Значения удельной длины разрывов, как видно из полей, приведенных на Рис. 3, также существенно возросли. Фактическая величина удельной длины, осредненная в пределах рассматриваемой акватории за все месяцы ледового цикла 2006 г., равна $13,2$ м/км², а за 2007 г. – $18,0$ м/км². Это в 1,4 раза больше, чем в предыдущем году.

Используя значения анализируемых характеристик, рассчитанные за 11 ледовых циклов, выясним, во всех ли случаях при изменении показателя p такие же изменения происходят и со значениями удельной длины разрывов l . При этом за смежные циклы сравнивать будем не сами характеристики p_1 и p_2 , l_1 и l_2 , а их разности Δp и Δl , выраженные в процентах относительно p_1 и l_1 соответственно. Поскольку относительные разности Δp и Δl имеют в основном сравнительно близкие значения, на Рис. 4 для удобства их сопоставления представлена одна общая шкала на оси ординат.

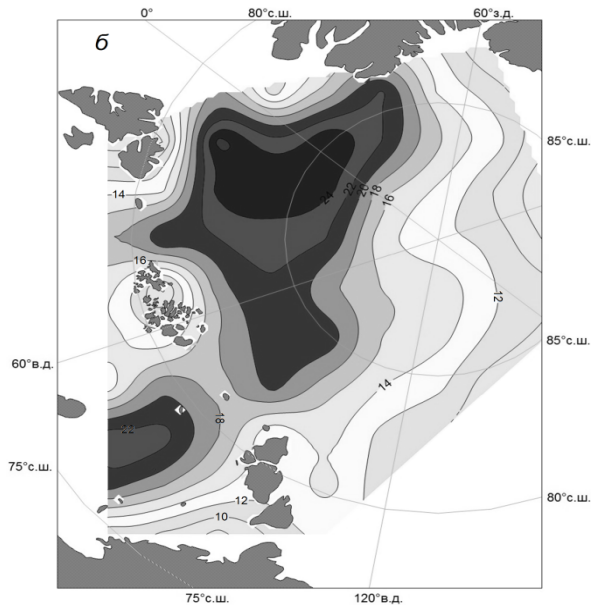
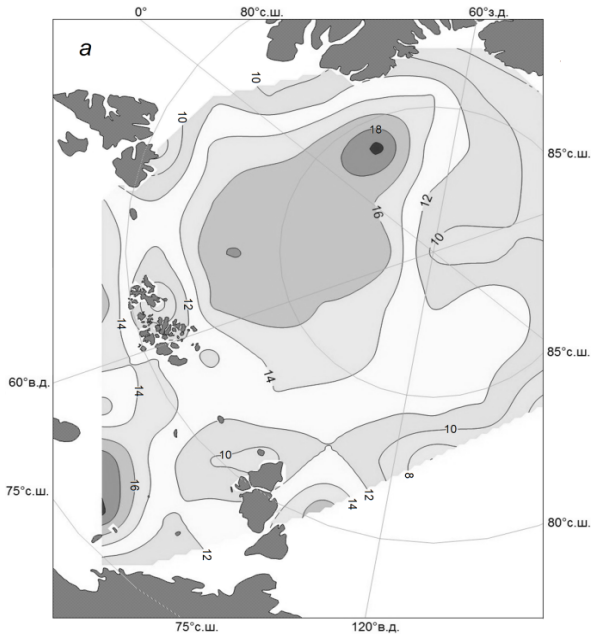


Рис. 3.
Поля удельной длины разрывов в ледяном покрове западной части Арктического бассейна, осредненные за ледовые циклы 2006 г. (а) и 2007 г. (б), м/км².

Из приведенного на Рис. 4 хода межгодовых изменений относительных разностей Δp и Δl следует, что в двух случаях из десяти анализируемая между ними связь нарушена. Так, если между циклами 2008 г. и 2009 г. Δp уменьшилась на 26 %, то Δl увеличилась на 3 %. Второй случай относится к циклам 2012 г. и 2013 г. Здесь относительная разность Δp между предыдущим и последующим циклами, наоборот, увеличилась на 12 %, а относительная разность удельной длины Δl понизилась на 6 %. Между остальными циклами знак изменения относительных разностей показателя p и удельной длины сохраняется. Различия величины изменения Δp и Δl в основном составляли меньше 16 %. Только раз (между 2006 г. и 2007 г.) величина этого различия достигла 20 %.

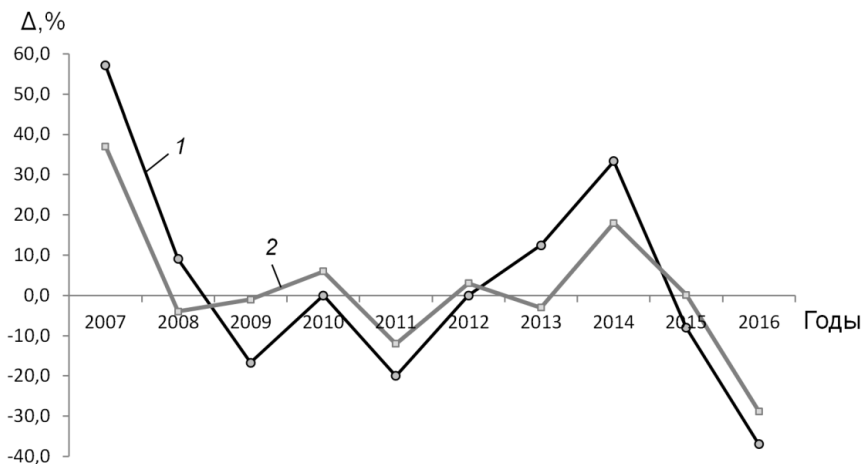


Рис. 4. Изменение относительной разности значений показателя p (1) и относительной разности значений удельной длины разрывов (2) между последующим и предыдущим ледовыми циклами за период 2007–2016 гг.

Коэффициент корреляции между относительными разностями Δp и Δl , вычисленный по их совокупности за все циклы, равен 0,92.

Из сопоставления межгодового хода изменения Δp (ломаная 1 на Рис. 4) с группами лет, к которым относятся ледовые циклы по значению показателя p (см. Рис. 2), следует, что экстремальные значения Δp отмечаются при переходе от одной группы лет к другой. Так в 2007 г. и 2014 г. отмечаются переходы от группы лет со значениями показателя p около среднего к группе лет с повышенными его значениями (Δp в эти ледовые циклы составляет 57 % и 33 % соответственно), в 2011 г. и 2016 г. – от группы лет с повышенными величинами показателя p к группе лет со значениями показателя p около

среднего (Δr в эти ледовые циклы составляет -20 % и -37 % соответственно). В рамках одной группы (за исключением 2009 г.) величина Δr по модулю не превосходит 12 %.

Значительные изменения плотности разрывов (кривая 2 на Рис. 4) также происходят в годы резкого изменения повторяемости месячных полей скорости дрейфа льда с антициклоническими круговоротами, т.е. при смене одной группы лет на другую группу по величине показателя p : 2007, 2011, 2014 и 2016 годы. Если существенных изменений в величине p нет, среднее значение удельной длины разрывов практически неизменно и Δl по модулю не превышает 6 %.

Таким образом, исходя из совокупности приведенных сведений, можно утверждать, что связь между повторяемостью в ледовом цикле месячных полей скорости дрейфа, имеющих антициклонические круговороты, и плотностью разрывов несомненно существует, по крайней мере, в западной части Арктического бассейна.

Для выявления аналогичной связи в других районах Арктического бассейна следовало подобрать периоды, принадлежащие ледовым циклам с различными значениями показателя p и обеспеченные достаточным количеством исходных данных по разрывам.

Наибольшая акватория, соответствующая этим требованиям, расположена в восточной части Арктического бассейна. Ее площадь равна 3,4 млн. км². Данные о разрывах определены здесь по снимкам ИСЗ «Метеор» за апрель–май 1980 г. и 1981 г. Результаты расчета удельной длины разрывов приведены на Рис. 5.

Ледовый цикл 1980 г. принадлежит к группе лет с повышенной повторяемостью месячных полей скорости дрейфа с антициклоническими круговоротами ($p = 83$ %), а 1981 г. – к группе со значениями показателя p около его средней величины ($p = 58$ %). В целом на акватории, обеспеченной данными о разрывах за оба периода, удельная длина разрывов в апреле–мае 1981 г. понизилась на 15 % по сравнению с аналогичным периодом 1980 г. В пределах рассмотренной акватории удельная длина изменялась неравномерно. Наиболее существенное ее уменьшение (почти на 30 %) произошло в центральной и восточной частях акватории, а в западной части плотность разрывов, напротив, несколько повысилась. Однако данных о разрывах в западной части Арктического бассейна в апреле 1980 г. было меньше, чем в апреле 1981 г., а значения плотности разрывов в мае преимущественно ниже, чем в апреле, что связано с изменением состояния самого ледяного покрова.

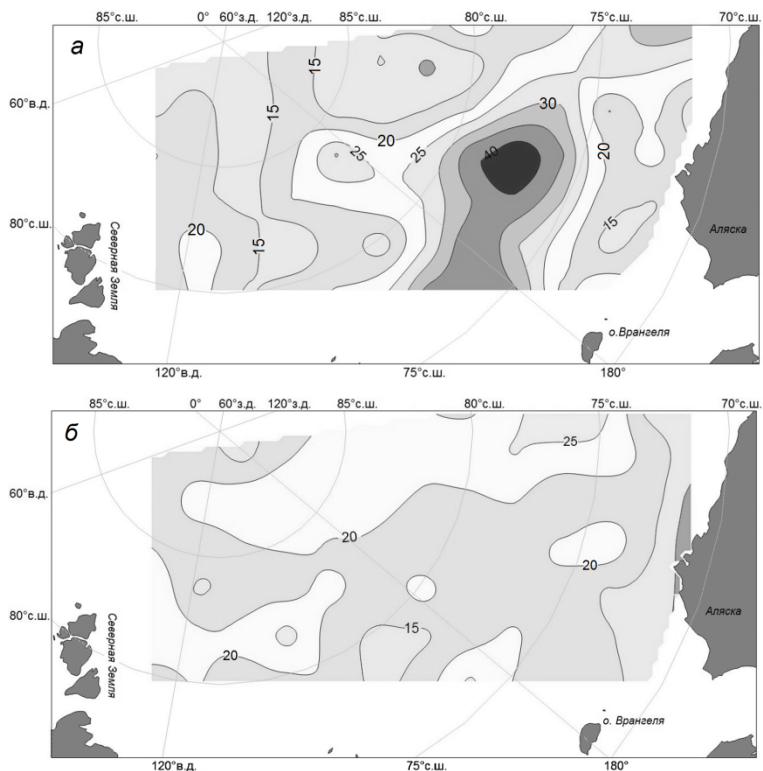


Рис. 5. Удельная длина разрывов, осредненная за апрель-май, м/км²:
a – 1980 г.; *б* – 1981 г.

Данные о разрывах в ледовые циклы с пониженными значениями повторяемости месячных полей скорости дрейфа с антициклоническими круговоротами практически отсутствовали, имелись лишь снимки ИСЗ за февраль 2002 г., охватывающие приполюсный район общей площадью около 1 млн. км². Из сопоставления значений удельной длины разрывов за этот период с аналогичными данными за годы с повышенным значением показателя p и за годы с величиной p около его среднего значения установлено, что удельная длина разрывов, осредненная за февраль, в годы с повышенной повторяемостью антициклонических круговоротов (2007–2010 и 2014 гг.) на 30% превышала плотность разрывов в феврале 2002 г., а в отдельные годы и на 60 % (2014 г.). В годы с величиной p около его среднего значения (2006, 2011 и 2016) удельная длина превышала соответствующие значения 2002 г. на 17 %.

На основании полученных результатов можно считать, что и в восточной части Арктического бассейна плотность разрывов в ледяном покрове в ледовые циклы с повышенными значениями повторяемости месячных полей скорости дрейфа льда с антициклоническими круговоротами также повышена, а в ледовые циклы с более низкими величинами показателя p плотность разрывов понижена.

Отсюда следует, что при наличии сведений об ожидаемом изменении повторяемости месячных полей скорости дрейфа льда с антициклоническими круговоротами в предстоящем ледовом цикле можно судить и о возможном изменении плотности разрывов в ледяном покрове.

DYNAMICS OF VORTEX FEATURES OF THE ICE DRIFT AND THE DENSITY OF DISCONTINUITIES IN THE ICE COVER OF THE ARCTIC BASIN

Dyment L.N., Losev S.M.

For the monthly fields of the ice drift velocity in the Arctic basin, calculated on the basis of data from the ARGOS automatic buoys, it was found that with an increased recurrence of anticyclonic gyres recorded in these fields during the annual ice cycle, the drift velocity is also increased. With a reduced recurrence of anticyclonic vortex features, the speed of ice movement is also reduced. On this basis, the repeatability of occurrence of vortex features is taken as an indicator of the drift intensity. Since formation of discontinuities in the ice cover is a consequence of the spatial non-uniformity of its drift, it is assumed that the density of discontinuities is associated with the recurrence of anticyclonic gyres in the drift velocity fields. These examples, based on evidence, confirm the existence of such a link.

Литература

1. Бородачев В.Е., Тимохов Л.А. О строении ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 364. С. 52–62.
2. Горбунов Ю.А., Беликов С.Г., Шильников В.И. Влияние ледовых условий на распространение и численность белого медведя в морях советской Арктики // Бюл. МОИП. Отд. Биол. 1987. Т. 92. Вып. 5. С. 19–28.
3. Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н., Лосев С.М., Фролов С.В. Среднесрочные прогнозы крупных нарушений сплошности льда при гидрометеорологическом обеспечении мореплавания в арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. 2008. №9. С.78–86.
4. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. К вопросу о причинах нарушения сплошности морского ледяного покрова в зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 1986. вып.62. С. 110–116.
5. Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 65 с.
6. Фролов С.В., Клячкин С.В. Учет влияния ориентации разрывов в ледяном покрове на скорость движения судна во льдах // Тр. ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 103–111.
7. Hibler W.D. Modeling the formation and evolution of oriented fractures in sea ice. *Annals of Glaciology*, Vol.33, Papers from the International Symposium on sea ice and its interactions with the ocean, atmosphere and biosphere. Fairbanks, Alaska, 2000, Cambridge: Int. Glaciol. 2001, p.157–164.
8. Smith Stuart D.; Muench Robin D.; Pease Carol H. Polynyas and leads: an overview of physical processes and environment. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95, №6, p.9461–9479.
9. Torgerson L.J, Stringer W.J. Observations of double arch formation in the Bering Strait. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 12, №10, p.677–680.

СИСТЕМА ОПЕРАТИВНОГО ПРОГНОЗА ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ЧУКОТСКОМ МОРЕ С УЧЕТОМ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ

Вражкин А.Н.¹, Кабатченко И.М.², Резников М.В.², Фомин В.В.²

¹ Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт

² Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова

Представлены системы прогноза характеристик волнения с учетом ледовых условий для акватории Чукотского моря, реализованные в ФГБУ «ГОИН» и ФГБУ «ДВНИГМИ» на основе численных моделей РАВМ и WAVEWATCH III соответственно. Базовое пространственное разрешение обеих моделей составляет 4x4 км. По результатам выполненной верификации прогностических систем, представлены оценки точности рассчитанных прогностических значений путем их сравнения со спутниковыми измерениями на акватории Чукотского моря. Представленные результаты расчетов показали достаточные для практического применения точность и быстродействие. Впервые в России получены технологии оперативного краткосрочного прогноза изменений волновых условий акватории Чукотского моря с заблаговременностью более 24-х часов (до 3-х суток).

Исследования Чукотского моря (в том числе и прогнозирование его гидрометеорологических параметров) важны для оптимально выгодного и максимально безопасного освоения северных и дальневосточных территорий России. Добыча и транспортировка углеводородов тесно связана с решением задач минимизации рисков аварийности и падающим воздействием на уникальную экологию и окружающую среду. Изучению и освоению Арктики сейчас уделяется особое внимание. Северный морской путь в XXI веке становится ключевой транспортной составляющей развития экономического и военно-политического потенциала России в Арктическом регионе (Рис. 1).

В 1979 г. восемь арктических государств – Дания, Исландия, Канада, Норвегия, Россия, США, Финляндия, Швеция – договорились о создании Арктического совета для совместного согласованного освоения Арктики, сохранения экологии и культур коренных северных народов. Позднее к совету подключились другие государства, имеющие интересы в Арктике. Такие страны как Индия, Китай, Сингапур, Южная Корея и Япония стремятся получить доступ к арктическим ресурсам и морским маршрутам.



Рис. 1. Иллюстрация стратегического значения Северного морского пути, как более короткой, выгодной и безопасной альтернативы XXI века морского грузооборота между Европой и странами Азиатско-Тихоокеанского региона.

В евразийском секторе Арктики для иностранных партнеров наиболее привлекателен российский Северный морской путь (СМП), идущий вдоль северного побережья РФ через моря Северного Ледовитого океана.

Россия уделяет значительное внимание развитию своего уникального транспортного коридора. СМП является одним из важнейших драйверов экономического роста Заполярья и России в целом.

Это самый короткий морской маршрут из Европейской России на Дальний Восток. В более широком смысле СМП – огромная часть кратчайшего пути, связывающего по морю Европу и Азию, Атлантический океан с Тихим. Его использование позволило бы азиатским государствам значительно сократить время и снизить стоимость перевозок грузов в Европу. В настоящее время практически все грузы из Азиатско-Тихоокеанского региона (АТР) доставляются в Европу вдоль южного побережья Евразии через Суэцкий канал. Мало того, что такой путь гораздо длиннее, он еще и опаснее в связи с деятельностью пиратов и террористической угрозой. Кроме того, в последние годы этот маршрут стал более рискованным в связи с обострением обстановки в АТР. Территориальные

споры между Китаем и другими государствами, борьба США за сохранение влияния – все это может привести к тому, что кто-то может заблокировать морское сообщение. Сделать это не сложно, ведь южный маршрут имеет несколько уязвимых мест, которые можно контролировать небольшими силами. Это такие узкие проходы, как Суэцкий канал и Малаккский пролив. Если что-то подобное произойдет, СМП может стать настоящим спасением для азиатских стран, активно торгующих с Европой.

Сейчас СМП используется преимущественно Россией для доставки необходимых грузов в порты Крайнего Севера и вывоза оттуда продуктов местной промышленности. Активнее всего использует СМП российская компания «Норильский никель». Также СМП пользуются компании нефтегазового сектора, такие как «Газпром», «Роснефть», «Новатэк» и др.

Новая стратегия развития российских северных территорий подразумевает привлечение иностранных компаний, которые также будут участвовать в поддержании проходимости СМП. Еще в 2016 г. спецпредставитель Японии по вопросам Арктики заявил о намерениях Японии до 40 % грузоперевозок в Европу производить через СМП. Япония готова предоставить свою помощь в мониторинге ледовой обстановки.

Доступ к арктическим территориям России важен и для Китая. КНР нуждается в запасном пути доставки грузов, учитывая наряженную военно-политическую обстановку в Азиатско-Тихоокеанском регионе. КНР уже принимает участие в развитии Архангельской области и намерена финансировать постройку глубоководного порта в Белом море. По прогнозам к 2030 г. грузооборот нового порта может превысить 30 млн. тонн. Северный Морской путь – уникальный транспортный коридор, ставящий Россию на ведущее место среди главных транзитных государств XXI века.

На данном этапе времени достижения, успехи и свершения бросают новые вызовы и уточняют требования к решению научно-прикладных задач. Современная высокотехнологичная система морских расчетов и прогнозов – обязательная составляющая организации бесперебойной и безопасной проводки судов по трассам Северного морского пути, включая Чукотское море, отличающееся сложным характером ветрового волнения и сильными переменчивыми ветрами.

Общие сведения и изученность Чукотского моря

Через акваторию Чукотского моря проходит линия перемены дат. В 1928 году в ходе гидрографических наблюдений норвежский полярный исследователь Х. Свердруп обнаружил, что море, лежащее между мысом Барроу и о. Врангеля по своим природным условиям сильно отличается от моря между Новосибирскими островами и о. Врангеля и поэтому должно быть выделено из

состава Восточно-Сибирского моря. Вновь выделенное море было решено назвать Чукотским по имени народа, населяющему Чукотский полуостров. Название (Чукотское море) официально утверждено ЦИК СССР в 1935 г.

Площадь акватории составляет ~ 589 600 км. Максимальная глубина 1256 метров. Температура воды летом от 4° до 12 °С, зимой от -1,6° до -1,8 °С. Дно моря покрыто рыхлым илом с песком и гравием. Береговая линия изрезана слабо. Заливы: Колочинская губа, Коцебу, бухта Шишмарёва. С октября-ноября по май-июнь море покрыто льдами. Рек в Чукотское море впадает мало, самые крупные – Амгуэма и Ноатак.

Чукотское море характеризуется наиболее суровым ледовым режимом среди арктических морей. Первое появление льда у побережья отмечается в конце сентября. Устойчивое льдообразование начинается в северной и западной частях моря в конце сентября – начале октября. Позднее всего этот процесс происходит в центральной и южной частях моря (первая – вторая декада ноября). В октябре образуется припай шириной 100–200 м. Формирование припая в Чукотском море происходит неравномерно по побережью. На развитие припая влияют в основном глубина моря и изрезанность береговой линии. Например, приглубость и малая изрезанность берега на участке от мыса Якан до мыса Дежнева препятствуют развитию припая, поскольку молодой лед обычно взламывается дрейфующим льдом и вовлекается во вдольбереговой перенос. К концу зимы припай достигает ширины от 4 до 18 км. Однолетний дрейфующий лед к концу зимы покрывает до 70 % площади Чукотского моря. Процесс разрушения льда начинается в мае. С июня по август относительное количество ледяных полей уменьшается в среднем от 30–60 % до 10–20 %. Очищение моря ото льда начинается в районе, прилегающем к Берингову проливу, так как этот район подвержен влиянию теплых тихоокеанских вод [1].

В Чукотском море отмечаются сильные стгонно-нагонные явления, когда под влиянием штормовых ветров уровень моря повышается на 3 метра и более. Волнение в Чукотском море определяется ветровым и ледовым режимами. В июле и августе наличие льда и преобладание антициклональной погоды препятствует развитию волнения. В сентябре и октябре волнение бывает наиболее сильным: высота волн достигает 5–7 м [1]. Зимой с образованием ледяного покрова волнение слабеет.

В целом, Чукотское море отличается максимумом ветро-волновой энергии, которая на порядок превышает аналогичные характеристики для Восточно-Сибирского моря. Это обусловлено температурными контрастами между теплыми тихоокеанскими водами и холодными водами Чукотского моря. Анализ спутниковых данных показал, что с 1996 по 2015 гг. наблюдается восходящий тренд высот волн. Летом преобладает слабое волнение, в основном, более 60 % приходится на высоты до 1 м, на 4 м и выше – 1–2 %. Осенние месяцы самые

штормовые. Повторяемость волн с высотой от 1 до 2 м составляет 40–50 % от всех случаев. В это время над акваторией моря часто проходят циклоны. Разгоны волн большие, формируются области волнения с высотой волны более 4 м [2].

В Чукотском море наблюдается острый дефицит данных наблюдений за элементами волн. Немногочисленные попутные судовые наблюдения дополняются информацией спутниковой альтиметрии Aviso ([http:// www.aviso.altimetry.fr](http://www.aviso.altimetry.fr)).

В настоящем исследовании поставлена задача создания системы оперативного прогноза характеристик волнения в Чукотском море на уровне соответствующем растущим современным потребностям расширяющегося спектра основных и перспективных потребителей такой информации.

Основные проблемы прогнозирования волнения в Чукотском море

Основная проблема, осложняющая прогноз волнения в арктических морях (в том числе и Чукотском), заключается в крайне сложных ледовых условиях. Мы живем в период потепления климата Земли, что приводит к сокращению площади паковых (многолетних) льдов (Рис. 2) [3].

В Российском секторе Арктики этот эффект приводит к преобладанию односторонних льдов. Односторонние льды обладают меньшей прочностью на изгиб и сжатие, чем паковые, и они легче крошатся под действием ветра и волн. В теплое время года это способствует образованию дрейфующих полей льда, а в холодное – образованию отжимных полей. Оба этих явления плохо прогнозируются. Задание неверных ледовых условий вносит качественно значимые ошибки в прогноз волнения.

Важная и непростая проблема – оценка качества прогнозов ветрового волнения в арктических морях. Ведущим источником данных натуральных наблюдений являются спутниковые наблюдения. Точность измерения волнения спутниковой альтиметрией в арктических районах смазывается из-за того, что спутник не отличает ледовые поля от открытой воды. В Мировых Центрах данных предпринимаются усилия по очистке спутниковых волновых наблюдений открытой воды от произведенных наблюдений над ледовыми полями. Но пока часть данных смешанная.

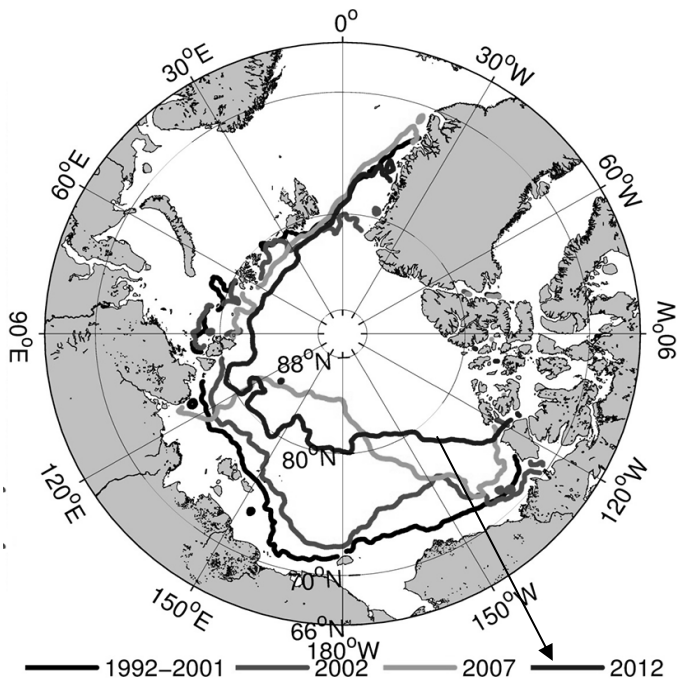


Рис. 2. Минимальная пространственная кромка льда, определенная контуром концентрации льда 15 % за 1992–2001 (медиана), 2002, 2007 и 2012 годы.

На Рис. 3 приведено сравнение измеренных высот волн двумя способами: при помощи морских буев (ось ординат) и с использованием спутников (ось абсцисс) [4].

По данным [5], рассчитанные высоты волн показывают корреляцию 0,96 с измерениями в прибрежной зоне в юго-восточной части Чукотского моря. Среднеквадратическая ошибка спутниковых наблюдений не превышает 0,2 м [6]. В целом, согласно [7], точность спутниковых данных является достаточной для верификации результатов расчетов (прогнозов) по численным моделям.

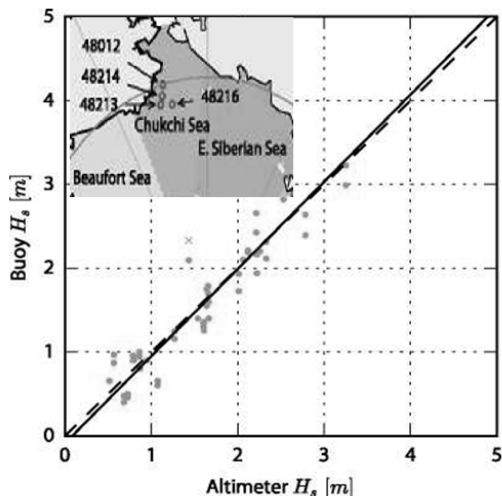


Рис. 3. Сравнение данных измерений значительных высот волн (м), полученных со спутников (ось абсцисс) и морских буев (ось ординат). В левом верхнем углу приведена карта с расположением морских буев в Чукотском море.

Система прогноза волновых характеристик на акватории Чукотского моря в оперативном режиме

В рамках предлагаемой идеологии системы прогноза волнения в Чукотском море предполагается производить прогноз в двух научных центрах: ФГБУ «ДВНИГМИ» (Владивосток) и в ФГБУ «ГОИН» (Москва) по общей схеме. Блок-схема расчета представлена на Рис.4. Различие заключается в используемой модели ветрового волнения, а также в используемых полях льда. Расчет в ФГБУ «ДВНИГМИ» ведется по модели WAVEWATCH III, а в ФГБУ «ГОИН» по модели PAVM.

В качестве исходных данных используются сведения о скорости ветра и сплоченности ледовых полей. Характеристики скорости ветра извлекаются из глобального прогноза метеорологических характеристик GFS (Global Forecasting System), предоставляемого организацией NCEP/NCAR с разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ и доступного в сети Интернет по адресу <http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/gfs/>. Расчетный центр в Москве (ФГБУ «ГОИН») использует данные прогноза от 00 часов ВСВ.

В качестве данных о ледовых полях используются данные глобального прогноза гидрологических и ледовых характеристик, предоставляемого в рамках работы Европейской Оперативной Системы Mercator. Данные представлены на глобальной сеточной области с разрешением в $1/12^\circ$ по долготе и широте соответственно. Данные находятся в открытом доступе и могут быть получены по адресу: <http://marine.copernicus.eu/...>

Дополнительно поля сплочённости льда в формате кода GRIB можно скачать с сервера NCEP/NCAR по адресу: <http://nomads.ncep.noaa.gov...> Пространственный шаг составляет $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ и $5' \times 5'$.

Блок подготовки исходных данных включает в себя интерполяцию информации из сеточной области исходных баз данных в сеточную область модели. При моделировании волновых характеристик шаг по пространству составляет 4 км по широте и 4 км по долготе. В исходных базах поля ветра и поля сплоченности льда представлены с более грубым пространственным разрешением. Детализация поля ветра в узлы модельной сетки системы производится методом бисплайн интерполяции. Сплоченность льда в каждом узле модельной сетки задается равной сплоченности в ближайшем узле сеточной области исходной базы данных.

При прогностических расчетах как в модели PABM, так и WAVEWATCH III учитываются все известные механизмы генерации и распространения волн. Функция источников и стоков включает в себя механизмы генерации волн ветром, диссипации волнения на глубокой воде, нелинейного взаимодействия в спектре ветрового волнения, диссипации за счет трения о дно, взаимодействия волн со льдом.

Блоки обработки и передачи результатов прогноза состоят из графического интерфейса, функция которого заключается в картировании характеристик ветрового волнения и импортирования карт для их представления на интернет ресурсах.

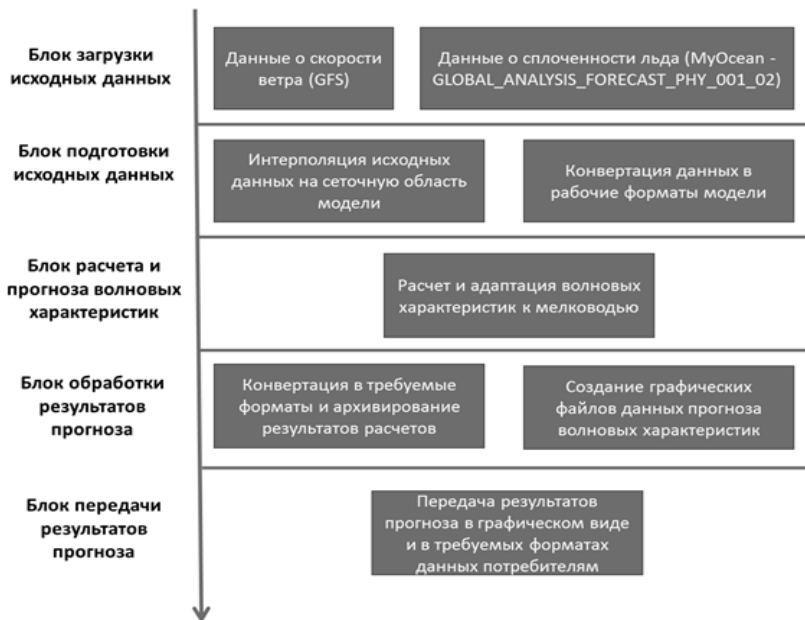


Рис. 4. Блок-схема системы прогноза ветрового волнения с указанием основных расчетных модулей.

Прогноз волнения по модели РАВМ

Модель РАВМ основана на «узконаправленной» теории ветрового волнения, разработанной акад. В.Е. Захаровым [8, 9]. Эта модель интенсивно использовалась при климатических расчетах в морях Ледовитого океана, в том числе и в версии с высоким пространственным разрешением (до 1 км) [10, 11]. Область моделирования, используемая в модели РАВМ, включает в себя акваторию морей Лаптевых, Чукотского и западную часть моря Бофорта. Она заключена между 142° – 206.967° в.д. и 65° – 81.9667° с.ш. Область моделирования представлена на Рис. 5. Используется сеточная область 592×472 точки с шагом 0.109927° по долготе и 0.0360227° по широте, что примерно соответствует 4 км, как по широте, так и по долготе в метрических координатах. Прогноз волновых характеристик осуществляется сроком на 72 часа 1 раз в сутки от срока 00 часов ВСВ. Дискретность выдачи результатов прогноза составляет 3 часа.

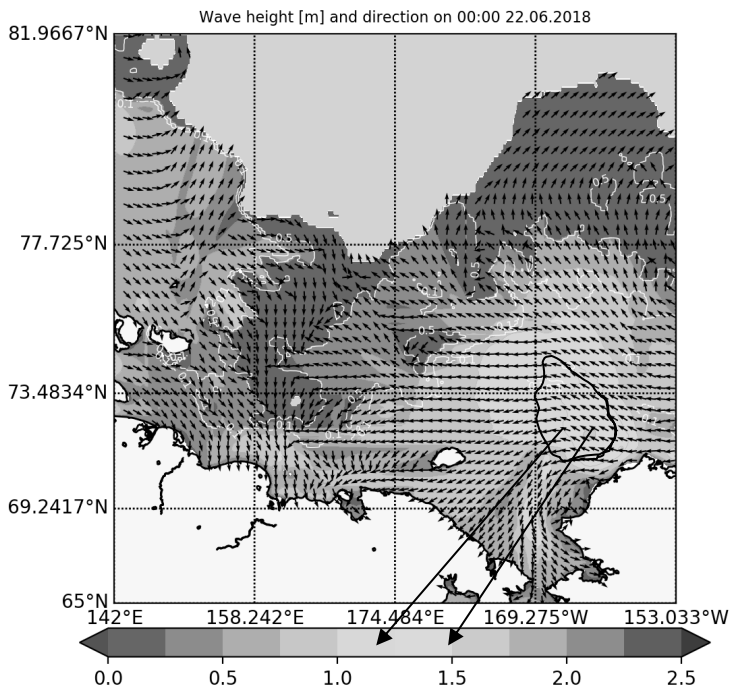


Рис. 5. Область моделирования, используемая в модели РАВМ и графическое представление результатов прогноза ветрового волнения на 72 часа от срока 00 ВСВ 22 июня 2018 года. Разными оттенками серого цвета представлены значительные высоты волн (м), стрелками указаны направления распространения волнения. Изолиниями показан прогноз сплоченности льда (0–1).

Верификация технологии прогноза ветрового волнения в Чукотском море с использованием численной модели РАВМ проведена на основании сравнения результатов прогностических расчетов с данными натурных наблюдений, получаемыми со спутника Saral (Рис. 6). Сравнительный эксперимент проводился в период с 20 июня по 12 сентября 2018 года. Всего было выполнено 67 прогнозов.

Анализ результатов сравнительного эксперимента, приведенного на Рис. 6, позволил выделить два источника искажений модельных расчетов. Первый связан с плохим качеством исходного прогноза поля ветра. Точки на правом графике Рис. 6, ассоциированные с ним, расположены вдоль всей

регрессионной прямой и могут привносить в итоговые высоты волны ошибку до 1 метра. Второй – это несоответствие полей льда и открытой воды в исходном прогнозе ледовой обстановки с их действительным положением на момент расчета волн (точки на правом графике вдоль нулевых значений измеренных и рассчитанных высот волн.) Расчет для открытой воды там, где появился лед, дает сильное завышение волнения. И наоборот, если исходный прогноз предсказал лед, где открытая вода – там смоделированное волнение занижено до незначимого.

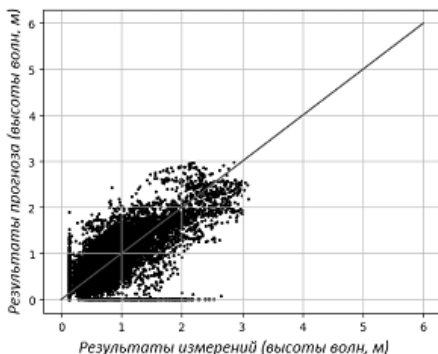
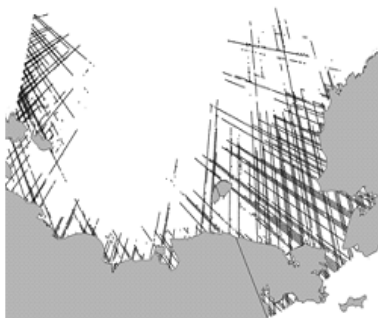


Рис. 6. На левом графике приведены треки, полученные со спутника Saral, используемые для верификации модели на 3 суток (точки измерений надо льдом исключены из анализа). На правом графике воспроизведен биplot значительных высот волн (м), рассчитанных по модели РАВМ и полученных со спутника Saral при прогнозе на 3 суток. Наклонной линией обозначена регрессионная кривая, построенная по данным сравнительного эксперимента.

Количественные результаты сравнительного эксперимента приведены в Таблице 1.

Таблица 1.**Численные результаты прогноза волнения до 3 суток**

Сутки прогноза	Количество измерений	Средняя ошибка, м	Средняя абсолютная ошибка, м
1	9334	0.05	0.3
2	9599	0.01	0.32
3	9844	-0.01	0.33

Данные, приведенные в Таблице 1, свидетельствуют, что прогнозируемые высоты волн практически не имеют смещения и симметрично расположены вдоль регрессионной прямой. Об этом свидетельствует средняя ошибка прогнозов, которая не превышает 5 см. Отклонение высот волн от регрессионной прямой в среднем не превышает 35 см (колонка – средняя абсолютная ошибка).

Прогноз волнения по модели WAVEWATCH III

Во Владивостоке (ФГБУ «ДВНИГМИ») осуществляются прогнозы волнения по модели WAVEWATCH III [12, 13]. Расчётная сетка, включающая акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей, имеет два масштаба пространственного разрешения: в прибрежной зоне 4'×2' и в открытой части морей 8'×4'. Учитывается ледяной покров моря. Расчёты высот волн проводятся по полям приводного ветра на высоте 10 м прогностического центра NCEP/NCAR с разрешением сеточной области 0,25°× 0,25°. Прогнозы волнения составляются дважды в сутки от сроков 00 и 12 ВСВ с заблаговременностью 120 часов и доступны в сети Интернет (<http://www.ferhri.org/prognozy/2017-07-26-04-47-44/62-volnenie-model-wwIII-otv-isp-vrazhkin-a-n.html>). Качество прогнозов высот волн оценивалась по данным, измеренных со спутника Saral программы Aviso. При обработке данных использовалась высота волн 13% обеспеченности (высота значительных волн) или по международной классификации «средняя высота 1/3 наивысших волн». На Рис. 7 приведена величина оправдаваемости прогнозов Р, % (отношения числа оправдавшихся прогнозов к общему количеству) за период с 5 июня по 11 ноября 2018 г.

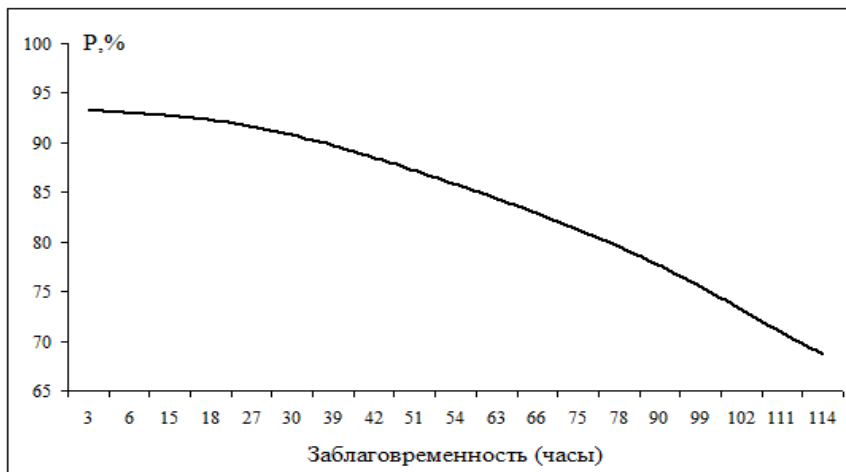


Рис. 7. Оправдываемость прогнозов высот волн Чукотского моря.

В ФГБУ «ДВНИГМИ» прогнозы волнения в Чукотском море проводились еще в 2016 году. За прошедшее время, начиная с заблаговременности 36 часов, оправдываемость прогнозов выросла на 3–5 %. Среднеквадратическая ошибка по сравнению с аналогичной за 2016 г. уменьшилась на 15 % для всех заблаговременностей. Коэффициент корреляции между прогностическими и измеренными значениями высот волн на первые и вторые сутки превышает 0,9, на третьи и четвёртые – 0,8–0,85, на пятые уменьшается до 0,62.

Выводы

Разработана адаптированная к особенностям акватории Чукотского моря и верифицированная по данным спутниковых измерений оперативная система прогноза ветровых волн с учетом ледовых условий высокого пространственного разрешения с заблаговременностью 3–4 суток.

Система предполагает создание двух (в ФГБУ «ГОИН» и ФГБУ «ДВНИГМИ») параллельно функционирующих и взаимодополняющих центров оперативного прогноза ветровых волн для Чукотского моря. В ФГБУ «ГОИН» расчет производится по модели РАВМ, в ФГБУ «ДВНИГМИ» – по модели WAVEWATCH III.

Тестирование модели РАВМ выявило два источника искажений прогнозов волнения. Первый – связанный с плохим качеством исходного прогноза поля ветра, может привносить ошибку до 1 метра. Второй – это несоответствие

полей льда и открытой воды в используемом прогнозе ледовой обстановки. Второй фактор вносит более значимые отклонения в точность прогноза волнения.

Система оперативного прогноза как на базе модели PABM, так и с использованием модели WAVEWATCH III показала соответствие требованиям, предъявляемым к прогностическим волновым моделям в структурах Росгидромета.

Развитие представленной системы перспективно для обеспечения безопасности судоходства в районах СМП и дальневосточных морей РФ, а также минимизации различных рисков экономической и иной деятельности в Чукотском море и прилежащих районах.

Работа профинансирована Росгидрометом в рамках выполнения плана НИР и ОКР по теме 1.5.1.1 «Адаптировать оперативные технологии прогноза ветрового волнения для прибрежных районов Чукотского и дальневосточных морей».

SYSTEM OF THE OPERATIONAL FORECAST OF WIND WAVE IN THE CHUKCHI SEA TAKING INTO ACCOUNT ICE CONDITIONS

Vrazhkin A.N., Kabatchenko I.M., Reznikov M.V., Fomin V.V.

Systems of forecasting the characteristics of the waves, taking into account the ice conditions for the water area of the Chukchi Sea realized in Federal State Budgetary Institution GOIN and Federal State Budgetary Institution DVNIGMI on the basis of the PABM and WAVEWATCH III numerical models respectively are presented. The basic spatial resolution of both models is 4x4 km.

According to the results of the performed verification of prognostic systems, estimates of the accuracy of the calculated prognostic values are presented by comparing them with satellite measurements in the Chukchi Sea.

The presented results of the system calculations showed sufficient accuracy and speed for practical application. For the first time in Russia, technologies were obtained for an operational short-term forecast of changes in the wave conditions of the Chukchi Sea water area, with a lead time of more than 24 hours (up to 3 days).

Литература

1. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. // М.: Изд-во МГУ, 1982, 192 с.
2. Вражкин А.Н. Режим волнения морей Восточной Арктики в начале XXI столетия.// Тр. ДВНИГМИ. – 2017 – Вып. 155 – С.164-177
3. Stora J.E., Arduin F., Girard-Arduin F. Wave climate in the Arctic 1992-2014: seasonality and trends. // *The Cryosphere*, 10, P. 1605-1629, 2016
4. Liu Q., Babanin A.N., Zieger S., Cuan C. Wind and Wave Climate in the Arctic Oceans Observed by Altimeters // *American Meteorological Society*, Vol. 29, 2016 P. 7956-7975. URL: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0219.1>
5. Francis, O. P., G. G. Panteleev, and D.E. Atkinson, 2011: Ocean wave conditions in the Chukchi Sea from satellite and in situ observations. //
6. Liu Q., A.V. Babanin, S. Zieger, I.R. Young, C. Guan. Wind and Wave Climate in the Arctic Ocean as Observed by Altimeters // *Journal of Climate*. P. 7957-7975. 2016 *Geophys. Res. Lett.*, 38, L24610, doi:10.1029/ 2011GL049839.
7. Liu Q., A.V. Babanin, C. Guan, S. Zieger, J. Sun, and Y. Jia, 2016: Calibration and validation of HY-2 altimeter wave height. // *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 33, 919-936, doi:10.1175/ JTECH-D-15-0219.1.
8. Захаров В.Е., Смилга А.О. квазиоднородных спектрах слабой турбулентности. // *Журн. эксп. и теор. физ.*, 1981, Т.81, вып.4(10), С.318-326.
9. Zakharov V.E., Zaslavskii M.M., Kabatchenko I.M., Matushevsky G.V., Polnikov V.G. Conceptually new wind-wave model. // In: «The wind-driven airsea interface electromagnetic and acoustic sensing, wave dynamics and turbulent fluxes», Sydney, Australia, 1999. P. 159-164.
10. Дианский Н.А., Фомин В.В., Кабатченко И.М., Грузинов В.М. Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики // *Арктика: экология и экономика*. 2014. № 1 (13). С. 57-73.
11. Дианский Н.А., Кабатченко И.М., Фомин В.В., Панасенкова И.И., Резников М.В. Система диагноза и прогноза термогидродинамических характеристик и ветрового волнения в морях российской Арктики и расчет экстремального шторма 1975 г. в Баренцевом море с учетом ледовых условий // *Вести газовой науки*. –2018. № 4 (36). С.156-165.
12. Tolman H.L. User manual and system documentation of WAVEWATCH III version5.16 [Electronic resource]: Technical Note 329 /NOAA/NWS/ NCEP/MMAV, 2016, 361 p.
13. Вражкин А.Н. Прогнозы волнения в Чукотском море и их достоверность. // Тр.ДВНИГМИ. – 2017 – Вып. 155 – С.157-163

ПРОБЛЕМЫ СРАВНЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ (АНАЛИТИЧЕСКИХ И ЧИСЛЕННЫХ), ЛАБОРАТОРНЫХ И НАТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРОЦЕССОВ В ОКЕАНЕ И ПРИНЦИПЫ РАЦИОНАЛЬНОГО СОГЛАСОВАНИЯ МЕТОДИК

Чашечкин Ю.Д.

Институт проблем механики им. А.Ю.Ишлинского

В основу единого подхода к согласованным теоретическим (аналитическим и численным) и экспериментальным (лабораторным и натурным) исследованиям процессов в океане положена система фундаментальных уравнений переноса вещества, импульса, энергии с учетом диссипации и закономерностей распределений термодинамических потенциалов, а также их производных – плотности, давления, температуры, концентрации компонентов. Симметрии системы фундаментальных уравнений для наблюдаемых физических величин согласуются с базовыми принципами физики. Приведена классификация компонентов течений, включающая волны, вихри и лигаменты – прослойки и волокна, линейные предшественники ударных волн. Даны оценки характерных пространственно-временных масштабов процессов. В качестве примера кратко рассматриваются процессы распространения пучков периодических внутренних волн и сопутствующих лигаментов. Обсуждаются перспективы повышения точности морских наблюдений.

Введение

По мере роста мировой экономики увеличивается интерес к изучению процессов в океане. Совершенствуются традиционные методы наблюдений, создаются новые инструменты, проводятся обширные исследования, отдельные процессы моделируются в лабораторных условиях. В то же время качество прогноза не позволяет снизить экономические потери от природных катастроф. Все еще не реализованы ресурсы вычислительной техники и информационных технологий, методов дистанционного контроля состояния морской среды в улучшении описания состояния и повышения точности прогноза изменчивости природных систем, интенсивности и локализации экстремальных природных явлений. Одной из причин этого является рассогласованность теоретических подходов, принципов построения и технических характеристик использующихся и разрабатываемых систем контроля состояния атмосферы и гидросферы.

В экспериментальных (натурных [28] и лабораторных [31]) исследованиях, наряду с изучением течений, вихрей, волн, процессов взаимодействия

гидросферы и атмосферы, внимание уделяется регистрации тонкой структуры сред, определению механизмов ее формирования.

Теоретические исследования в основном концентрировались на изучении отдельных крупномасштабных компонентов физических процессов в окружающей среде, главным образом течений, вихрей и волн различного типа [10]. Для каждого из процессов активно разрабатываются и анализируются собственные модельные уравнения [18, 19].

Часть подходов базируется на редуцированных моделях течений, вихрей или волн и их компонентов (теории струй, пограничного слоя, волн), другое – на конститутивных моделях (в частности, различные версии теории турбулентности). Каждая из моделей содержит новые системы уравнений, характеризуется собственными симметриями, и, как правило, не эквивалентна исходной системе. В моделях, полученных с нарушением требования тождественности преобразований, каждое уравнение фактически вводит собственные индивидуальные параметры течений и характеристики среды. Поскольку свойства изучаемых в моделях параметров и традиционных физических величин существенно отличаются, они должны и обозначаться **новыми** символами. Вследствие специфичности каждой новой величины погрешность ее экспериментального значения не может быть определена априорно и проверена современными метрологическими средствами. Более того, вследствие внутреннего рассогласования симметрий затруднены и теоретические оценки степени соответствия различных моделей. Существующий пробел заполняют конститутивные программы «верификации и валидации» данных, в каждой из которых вводятся собственные алгоритмы и индивидуальные критерии сравнения.

В последние годы в практике наблюдений океанических процессов используется все большее число систем дистанционного зондирования подводного, надводного, берегового, авиационного и спутникового базирования, которые позволяют фиксировать изменчивость большего числа параметров акустических или оптических полей естественной (например, светимости, спектральной плотности излучения) или техногенной природы (коэффициенты отражения, прохождения волн). Оценка связей регистрируемых сигналов с «мгновенными значениями физических величин», входящими в теорию, как правило, затруднена, для ее определения разрабатываются специальные процедуры калибровки, надежность и погрешность которых, может быть определены далеко не всегда.

Еще одна трудность связана с отсутствием доказательства существования и единственности решений трехмерных уравнений Навье-Стокса для актуально (тождественно) однородной жидкости, составляющего одну из «проблем тысячелетия» [9]. Течения в приближении «сплошной среды» описываются непрерывными функциями [10, 18, 19, 32], что противоречит принципам

современной физики, установившей дискретное атомно-молекулярное строение вещества. В сложившихся условиях целесообразно обратиться к основаниям наук, позволяющим обсудить принципы построения определяющих уравнений, методы их решения, правила построения методик, оценить метрологические требования к инструментам и процедурам интерпретации данных с учетом распространения вычислительной техники и информационных технологий.

Развитие компьютерных технологий открывает новые возможности согласованного экспериментального и теоретического изучения природных систем и процессов, позволяет создавать не только специализированные частные модели, но и проводить общий анализ системы фундаментальных уравнений – аналогов законов сохранения вещества, импульса и энергии для открытых систем. В работе кратко обсуждаются основы современного естественно-научного знания; приводятся определения математики, физики, механики. Оценивается полнота описания наблюдений природных систем в широком диапазоне масштабов. Приводятся принципы выбора физических величин, характеризующих состояние океана и идущие процессы с учетом требований наблюдаемости и рациональности.

В развиваемом подходе исследования течений проводятся на основе системы фундаментальных уравнений переноса вещества, импульса, энергии с учетом диссипации и закономерностей распределений термодинамических потенциалов (а также их производных – плотности, давления, температуры, концентрации компонентов). Сравнительный анализ симметрий распространенных моделей, проведенный методами теории непрерывных групп, показал, что свойства системы фундаментальных уравнений согласуются с базовыми принципами физики. Приведена масштабная инвариантная классификация базовых компонентов течений, включающая волны, вихри и лигаменты (высокоградиентные прослойки и волокна, линейные предшественники ударных волн), определены границы применимости базовых моделей. В качестве примеров рассматриваются процессы формирования структуры течений при генерации и распространении внутренних волн, обтекании препятствий. Обсуждаются перспективы повышения точности морских наблюдений, описания процессов и прогнозирования их эволюции.

Предыстория современной механики природных систем – атмосферы и гидросферы

Основу методологии естественно–научных исследований образно сформулировал Г. Галилей: «Философия написана в той величественной Книге (я имею в виду Вселенную), которая всегда открыта нашему взору, но читать её может лишь тот, кто сначала освоит язык и научится понимать знаки, которыми она начертана. Написана же она на языке математики, и знаки ее – треугольники, окружности и другие геометрические фигуры, без которых нельзя понять ни единого из стоящих в ней слов, и остаётся лишь блуждать в темном лабиринте» [1]. Одновременно Г. Галилей обдумывал принципы создания инструментов для измерений параметров среды и течений, создавал прототипы термометра и барометра.

Современное определение математики имеет вид:

Математика: аксиоматическое учение (наука) о правилах выбора содержания символов, алгоритмов проведения операций и принципов контроля точности.

В силу аксиоматической природы построения, фиксирующей смысл символов, четкости правил проведения операций, предусматривающих неизменность содержания понятий и алгоритмов в ходе выполнения действий; внутренней непротиворечивости, существования критериев разрешимости и полноты, математика, единственная из всех наук, обладает правом устанавливать точность или ошибочность суждений и давать оценку их погрешности, как разности между полученным и истинным (постулированным) значением (изучаемой величины).

В отличие от математики, содержание понятий в физике меняется по мере развития наук и более того, может отличаться в различных разделах.

Под Физикой понимают:

Эмпирию – аксиоматическое учение о природе в целом, структуре материи и всех видах происходящих изменений.

Физика в первую очередь базируется на опытных фактах, результатах наблюдений и измерений (сравнений), по результатам которых вводятся новые понятия (физические величины) и правила работы с ними, основанные на математических принципах. *Физическая величина* считается **наблюдаемой**, если одновременно с ее значением может быть определена погрешность – отличие истинного (постулированного) и измеренного значений. Контроль погрешностей проводится в соответствии с метрологическими рекомендациями с использованием мер и стандартов.

Из математической и физической практики известно, что **наблюдаемы только инварианты** – величины, сохраняющиеся при преобразовании координат, а также параметры, связанные с инвариантами функциональными

соотношениями, в частности в механике – меры пространства (расстояния), интервалы времени, движения твердых тел (импульс, энергия, момент количества движения) и масса.

Раздел аксиоматического учения об операциях с символами, имеющими смысловые аналоги в наборе наблюдаемых физических величин, трактуется как Прикладная математика.

К числу основных в Прикладной математике относится понятие **полноты**, обозначающее одновременное удовлетворение самих уравнений с физически обоснованными начальными и граничными условиями в теории, возможность определения в ходе выполнения эксперимента всех физических параметров, необходимых для анализа состояния и прогноза изменчивости изучаемого объекта.

В традиционном определении **механика** в целом и ее части, работающие с деформируемыми средами, – «искусство создавать машины и технологии». Однако сегодня **механика** более широко рассматривается как *эмпирио – аксиоматическое учение о свойствах пространства, времени, положений и движений материальных тел.*

Работы Галилея открыли период эвристического развития науки, на начальном этапе которого Р. Декарт, конструктивно размышлявший о методологии, ввел понятие координат точки в пространстве и предложил использовать для описания явлений их **меры** – сохраняющиеся (наблюдаемые) величины. В качестве *меры движения* Р. Декарт выбрал *импульс* $p = mv$ (m – масса, v – скорость тела), записав закон его сохранения в ряду других постулатов [4].

В небольшой полемической заметке В.Лейбниц предложил в качестве меры движения использовать «живую силу» (*vis viva* $E = mv^2$) – с точностью до коэффициента, равную кинетической энергии, включив в описание движения и явную кинетическую, и латентную потенциальную энергию [11]. Понятия энергии и импульса универсальны, их применение не накладывает ограничений на размеры или форму тела, характер его движения.

И. Ньютон, используя галилеево описание движения, основанное на регистрации положения тела – координаты X , скорости \dot{X} , ускорения \ddot{X} , ввел понятие *силы* (Второй закон $F = m\ddot{x}$) и сформулировал в книге, впервые изданной в 1687 г., категорию правил, при формализации которых реальное тело конечных размеров было стянуто в "материальную точку". Одновременно были предложены принципы изучения динамики жидкости, основанные на понятии «скорости течения». Три сформулированных Ньютоном закона [21] составляют неизменную основу классической механики от даты опубликования до настоящего времени.

Оба подхода, и энергетический Лейбница, и силовой Ньютона, в дальнейшем развивались и независимо, и во взаимосвязи. Применительно к механике жидкостей энергетический подход одним из первых развил Д. Бернулли, который ввел термин «гидродинамика» в научное описание течений, и получил знаменитую формулу, связывающую скорость и давление в потоке. Идеи законов сохранения активно развивал М.В. Ломоносов применительно и к анализу отдельных физических процессов – тепловой конвекции, свойств газов [12] и в общем контексте описания природы [13], и применительно к физической океанологии Северного океана [14].

Быстрое развитие математики – геометрии и анализа бесконечно малых величин в XIX веке – способствовало формированию нового подхода к описанию процессов в жидкостях, основанного на теории непрерывных функций и дифференциальных уравнений, введении понятий точности и полноты. Дифференциальные уравнения в частных производных впервые использовал Ж.-Р. Даламбер для расчета колебаний струны. Ему же принадлежит и вывод уравнения неразрывности [2] для несжимаемых с плотностью ρ и сжимаемых (баротропных) сред с плотностью, зависящей от давления $\rho(P)$, движущихся со скоростью

$$\mathbf{v} = (v_x, v_y, v_z)$$

$$\rho = \text{const}, \text{div } \mathbf{v} = 0 \text{ или } \frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div } \rho \mathbf{v} = 0 \quad (1)$$

Распространив представления Ньютона о действии сил на гипотетическую «жидкую частицу» сплошной среды, Л.Эйлер получил первую замкнутую систему уравнений гидродинамики [36]:

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \nabla) \mathbf{v} = -\frac{\nabla P}{\rho} + \mathbf{g}, \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div } \rho \mathbf{v} = 0 \quad (2)$$

включающую следующие физические величины: плотность среды ($\rho = \text{const}$ или $\rho = \rho(P)$), скорость «жидкой частицы» $\mathbf{v} = (v_x, v_y, v_z)$ и давление P (\mathbf{g} – ускорение свободного падения, ∇ – оператор Гамильтона). Хотя логика вывода уравнений Эйлера, основанного на использовании гипотезы «отвердевании жидкой частицы» при расчете сил, существовании массы бесконечно малой «частицы», не безупречна, и само уравнение, и его вывод, продолжают активно изучаться и приводятся в основных учебниках по гидродинамике [10, 19]. Число переменных в системе Эйлера (четыре) превышает ранг системы (второй), из набора естественных граничных условий для скорости выполняется только одно – непротекания для нормальной компоненты. В силу

относительной простоты и существования законов сохранения, система (2), несмотря на недоопределенность, продолжает широко использоваться в теоретической и прикладной гидродинамике, в частности при изучении волн и вихрей.

Обобщив результаты тщательных экспериментов по теплопередаче, проведенных вместе с П.-С. Лапласом, Дж. Фурье постулировал уравнение переноса тепла \mathbf{q} в твердом теле [30] а позднее – и температуры T в жидкости:

$$\mathbf{q} = -\kappa_q \nabla T, \quad \frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{v} \nabla) T = \kappa_T \Delta T \quad (3)$$

с использованием новых констант – коэффициентов температуропроводности κ_T и теплопроводности $\kappa_q = \rho c_p \kappa_T$, c_p – теплоемкость при постоянном давлении. Фурье активно развивал теорию и практику предложенных Д. Бернулли разложений в ряды по тригонометрическим функциям применительно к задачам теплопроводности и решению широкого класса дифференциальных уравнений.

Идеи Фурье оказали большое влияние на развитие и теории, и эксперимента. Один из его последователей, К. Навье, базируясь на представлениях Лапласа о дискретном строении вещества, получил основное уравнение течений вязких жидкостей [20], в которое вошел новый параметр среды – динамическая вязкость μ :

$$\rho \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \nabla) \mathbf{v} \right) = -\nabla P + \rho \mathbf{g} + \mu \Delta \mathbf{v}, \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div} \rho \mathbf{v} = 0, \quad \mathbf{v}|_{\Sigma} = 0, \quad (4)$$

Для получения практических результатов К. Навье использовал два вида граничных условий: вначале – прилипания на твердой границе Σ , а затем – частичного проскальзывания $(E\mathbf{v} + \nu \partial_{\perp} \mathbf{v}|)_{\Sigma} = 0$, подгоняя расчеты под данные небрежных экспериментов Жирара, в которых расход оказался пропорционален кубу диаметра трубки, а не четвертой степени, как в позднейших опытах Хагена и Пуазейля. В уравнении Навье сохранились физические величины уравнения Эйлера – плотность, давление, скорость жидкости, и вошли новые параметры – вязкость среды (динамическая μ или кинематическая $\nu = \mu / \rho$) и коэффициент проскальзывания E в граничном условии.

Уравнения Навье, скептически встреченные современниками, которые считали их гипотезой, требующей экспериментального подтверждения, были несколько раз независимо перевыведены в работах С.-Д. Пуассона, О. Коши, А.Б. Сен-Венана, прежде чем Дж.Г. Стокс сформулировал четкие гипотезы,

позволяющие постулировать уравнения в рамках теории течений сплошной среды, описываемых непрерывными функциями.

Сделав ряд обоснованных предположений (в частности, о независимости вязкости от давления, введя понятие «второй» вязкости с коэффициентом ζ), Стокс сохранил форму уравнения неразрывности и привел к современному виду уравнения Навье [27]

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \nabla) \mathbf{v} = -\frac{\nabla P}{\rho} + \mathbf{g} + \nu \Delta \mathbf{v} + \left(\zeta + \frac{\nu}{3} \right) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{v}), \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div} \rho \mathbf{v} = 0 \quad (5)$$

Построенные Стоксом решения задач обтекания препятствий, распространения волн и сегодня служат логической основой построения приближенных аналитических и численных решений [10, 19] и разработки методик экспериментов. Вопрос разрешимости трехмерных уравнений Навье – Стокса для однородной жидкости остается открытым [9]. Здесь следует отметить, что система (5), имеющая шестой ранг, содержит четыре неизвестные функции – три компоненты скорости и давление, и, следовательно, относится к классу перепреопределенных, для которых отсутствует процедура построения точного решения [32].

Развитие химических технологий в XIX веке стимулировало физические исследования свойств многослойных несмешивающихся жидкостей и реальных растворов, в ходе которых А. Фик, проследив закономерности переноса вещества, сформулировал близкие по структуре к законам Фурье уравнения переноса концентрации i -го растворенного вещества S_i [29]

$$\frac{\partial S_i}{\partial t} + (\mathbf{v} \nabla) S_i = \kappa_{S_i} \Delta S_i \quad (6)$$

Уравнение (6) содержит новый параметр среды – коэффициент диффузии κ_{S_i} . В зависимости от физических условий задачи уравнения (6) решаются с граничными условиями различного вида: непротекания или заданного значения потока, задания концентрации или смешанного вида.

Анализируя методы описания физических полей, Максвелл установил векторную природу скорости жидкости и сформулировал в неявном виде принцип наблюдаемости физической величины – необходимость определения ее значения с одновременной обоснованной оценкой погрешности, как основу методики количественного сравнения теории и эксперимента [15].

Изучению зависимости ключевого параметра гидродинамики – плотности, других физических свойств неоднородных жидкостей и газов, от концентрации составляющих веществ и температуры, – уделил внимание великий

Д.И. Менделеев. Он обобщил данные собственных экспериментальных исследований и привел результаты к удобным для дальнейшего использования эмпирическим формулам – уравнениям состояния газов и жидкостей [16, 17], которые, как было признано позднее, необходимы для замыкания системы фундаментальных уравнений [10, 18, 19]. Название [16] свидетельствует, что Д.И. Менделеев знал и ценил работы М.В. Ломоносова, некоторые из которых его коллеги перевели с латинского на русский язык.

В конце XIX века, когда большое внимание стало уделяться изучению дискретной природы материи, свойств энергии и механизмов ее передачи, влияющих на динамику течений жидкостей, важные результаты получил Дж. Гиббс, в работах которого были введены понятия химического потенциала μ_i и дифференциала доступной потенциальной поверхностной энергии $U_s = \sigma dS_b$, где σ – коэффициент поверхностного натяжения на границе раздела площадью S_b [3].

В рамках современной теории сплошной среды течения описываются непрерывными функциями. Физические свойства среды характеризуют термодинамические потенциалы:

внутренняя энергия $dU = Tds - PdV + \sigma dS_b + \mu_i dS_i$,

свободная энергия Гельмгольца $dF = -sdT - PdV + \sigma dS_b + \mu_i dS_i$,

энтальпия $dH = Tds + VdP - S_b d\sigma + \mu_i dS_i$

и свободная энтальпия (потенциал Гиббса) $dG = -sdT + VdP - S_b d\sigma + \mu_i dS_i$,

а также кинетические коэффициенты, описывающие вязкость μ , $\nu = \mu / \rho$, температуропроводность κ_T , диффузию κ_{S_i} . Производные потенциалов задают

термодинамические параметры: плотность $\rho = 1/V = (\partial G / \partial P)_T^{-1}$, давление P ,

температуру T , энтропию $s = -(\partial G / \partial T)_P$, $\sigma = \left(\frac{\partial F}{\partial S_b} \right)_{T,P}$ – коэффициент поверх-

ностного натяжения, концентрацию растворимых вещества S_i , химический потенциал $\mu = (\partial G / \partial S_i)_{T,P,S_j}$ и другие [24]. В наборе потенциалов особое место

занимает потенциал Гиббса, производные которого определяют плотность, энтропию, а также и другие термодинамические потенциалы – энтальпию, свободную и внутреннюю энергию.

В ходе исследований, проведенных в последние годы, выявлены множественные независимые механизмы передачи энергии, обусловленные возможностью относительного перемещения частично (в жидкостях) или полностью

свободных атомов и молекул (в газах и плазме), их связанных групп – кластеров и макроскопических компонентов структуры среды. Все они характеризуются различной эффективностью, собственными пространственными и временными масштабами. В наборе механизмов принято выделять наиболее медленные диффузионные или диссипативные, более быстрые трансляционные с течениями, специфические – с волнами различных типов и наиболее быстрые – прямые атомно-молекулярные. Скалярная природа и возможность различных форм передачи указывают на важную роль энергии в динамике процессов и формировании структуры среды, которая все еще изучена недостаточно полно.

В физической океанологии уравнения состояния обычно изучаются как эмпирические параметры среды [23], их термодинамическая природа проанализирована недостаточно полно. Из возможности и быстрой, и медленной передачи энергии следует, что и плотность, и другие параметры среды также могут меняться с разными скоростями, отличными от скорости передачи импульса, т.е. плотность может быть и медленным (*пассивным*) и быстрым (*активным*) параметром, что существенно ограничивает возможности использования приближений «пассивной примеси» или еще более сильного – «постоянства плотности» [10, 19] – при изучении течений реальных сред – атмосферы и гидросферы.

Таким образом, к концу XIX века были постулированы все уравнения, составляющие основу полного описания течений жидкостей. Но развитие науки не пошло по пути их углубленного анализа, дальнейшее развитие данного направления остановилось по ряду причин. Среди очевидных следует отметить неразвитость математических методов анализа сложных систем алгебро-дифференциальных уравнений, трудоемкость выполнения вычислений, необходимость обеспечения развития промышленности. Одновременно шло формирование идей дискретного – атомно-молекулярного – строения вещества, статистических методов в математике и физике, которое стимулировало создание альтернативных подходов к описанию течений жидкостей. Развитие получили и редуцированные (теории волн [10, 19], пограничного слоя [35]) и конститутивные модели (теории устойчивости и турбулентности [10, 18]), в развитии которых особая роль принадлежит О. Рейнольдсу [25, 26, см. также 10, 18, 19]).

Класс приближенных моделей, основанных на редукции систем уравнений основных моделей течений – уравнений Эйлера и Навье-Стокса, включает подмодели для описания линейных и нелинейных волн и вихрей, образующие две группы неприводимых теорий течений идеальной и вязкой жидкости. Подход продолжает успешно развиваться и используется для описания отдельных процессов в атмосфере и гидросфере, число отдельных статей, обзоров и монографий неисчислимо. Достоинства подхода – возможность получения оценок

параметров процессов в физически обоснованных величинах (частоты и периоды волн, формы фазовых поверхностей, структуры и динамика вихрей). Недостаток – отсутствие возможности единого описания волн и вихрей – основных компонентов течений, сосуществующих в реальных условиях, отсутствие оценок точности проводимых расчетов и неполнота требований к методикам постановки экспериментов, обусловленные неполнотой принципиальными различиями модельных систем в частности, числа переменных и симметрий.

Большая группа моделей была инициирована работой Прандтля (1904 г.), предложившего «геометрическую» модель течения с редуцированными уравнениями «пограничного слоя» в окрестности препятствия в сочетании с уравнениями Эйлера во внешнем потоке. После длительной паузы модель стала привлекать все больше внимания и к середине прошлого века превратилась в один из основных инструментов теоретической гидродинамики [35]. Несмотря на очевидные недостатки (разрыв функциональной связи между основными параметрами потока – давлением и скоростью, неопределенность положения внешней границы выделенного структурного компонента, отличие групповых свойств новых уравнений и фундаментальных систем) теории пограничного слоя продолжают широко применяться.

Наряду с редуцированными моделями широкое развитие получили конститутивные модели турбулентности, использующие различные гипотезы замыкания для расчета «осредненных величин», в том числе обширный класс «осредненных по Рейнольдсу уравнений Навье-Стокса», название которого может ввести в заблуждение неподготовленного читателя.

На самом деле, в каждой из моделей турбулентности исходная постановка дополняется бесконечномерным полем «случайных возмущений» и набором функциональных связей для дополнительных характеристик (энергии турбулентности, масштаба или волнового числа скорости диссипации, неопределяемой экспериментально энергии турбулентности, и других параметров [18]), которые отсутствуют в базовой системе. В силу неопределенности свойств, введенные величины не допускают экспериментального определения и не способствуют развитию измерительной техники. Степень математического соответствия новых уравнений, характеризующих собственными наборами групп и симметрий [32, 33], исходной системой уравнений также нуждается в тщательной оценке в каждом конкретном случае.

Развитие вычислительной техники и информационных технологий существенно расширило возможности и теоретической, и экспериментальной гидродинамики, позволило детально проанализировать и реализовать различные модели. Однако точности расчетов и измерений продолжают существенно отставать от потребностей практики и не позволяют уменьшить число техногенных катастроф, ускорить процесс создания новых технических средств и

технологий. Для реализации скрытых возможностей современной гидродинамики и физической океанографии целесообразно рассмотреть критерии выбора физических величин с учетом их наблюдаемости. Привести уравнения, описывающие динамику и структуру течений и алгоритмы построения полных решений, позволяющих в единой постановке рассчитывать все физические величины задачи, формулировать рекомендации по построению методик рациональных лабораторных и натуральных экспериментов.

Уравнения состояния и динамики сплошной среды

Основа описания – определение жидкости как деформируемой среды, физические свойства и движение которой определяются принципами и механики, и термодинамики. Среда характеризуется термодинамическими потенциалами, производные которых определяют традиционные физические величины – плотность, давление, энтропию, температуру, концентрации растворенных веществ или взвешенных частиц, а также функциональные связи между ними – различные формы уравнения состояния $\rho = \rho(T, P, S_i)$ [23], а также диссипативными параметрами молекулярного переноса – коэффициентами кинематической и динамической вязкости, температуропроводности и диффузии [10, 18, 19]. Все термодинамические величины наблюдаемы, их значения могут быть измерены с оценкой погрешности. Как показывает опыт, все природные системы структурированы, т.е. характеризуются пространственно неоднородными полями всех физических величин [28, 31].

Течение жидкости определяется как поток импульса $\mathbf{p} = (p_x, p_y, p_z)$, сопровождающийся самосогласованными изменениями полей физических параметров среды. Динамика полей описывается решениями системы фундаментальных дифференциальных уравнений переноса импульса, полной энергии (или энтропии, или температуры), концентрации составляющих компонентов – аналогов сохранения для открытых систем [10, 19], которые здесь приводятся в наиболее простой форме с учетом глобального вращения жидкости с угловой скоростью Ω , однородной силы тяжести с ускорением \mathbf{g} и действия источников плотности импульса, температуры и соли Q_i, Q_T, Q_{S_i} , соответственно

$$\left\{ \begin{array}{l} \rho = \rho(P(\mathbf{x}, t), S_i(\mathbf{x}, t), T(\mathbf{x}, t)), \quad G = G(\mathbf{x}, t), \quad \rho = \left(\frac{\partial G}{\partial P} \right)^{-1} \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial p_i}{\partial x_i} = 0 \\ \frac{\partial (p_i)}{\partial t} + \left(\frac{p_j}{\rho} \nabla_j \right) p_i = -\nabla_i P + \rho g_i + \nu \Delta (p_i) + 2\varepsilon_{ijk} p_j \Omega_k + Q_i \\ \frac{\partial \rho T}{\partial t} + \nabla_j \cdot (p_j T) = \Delta (\kappa_T \rho T) + Q_T \\ \frac{\partial \rho S_i}{\partial t} + \nabla_j \cdot (p_j S_i) = \Delta (\kappa_S \rho S_i) + Q_{S_i} \end{array} \right. \quad ((7))$$

Здесь ∇ и Δ – операторы Гамильтона и Лапласа. Скорость жидкости – локальный кинематический параметр $v_i = p_i / \rho$, который определяется как отношение двух инвариантных величин, одна из которых (плотность ρ) может быть и быстрой, и медленной. Вид уравнений состояния для термодинамических потенциалов [24], плотности [23], других физических величин, выбирается с учетом состава среды и энергетики изучаемых течений. В уравнениях системы (7) учитывается диссипация импульса, соответствующий выбор функций источников позволяет оценить влияние процессов с быстрыми изменениями компонентов полной энергии.

Все уравнения механики жидкостей, составляющие основу современной теории течений, впервые были приведены в фундаментальном курсе [10], вышедшем еще в 1944 г., и продолжают воспроизводиться во всех современных учебниках и монографиях [18, 109], но, как система уравнений, все еще остаются неизученными. Развитие же получили неприводимые модели с индивидуальными свойствами симметрии [10, 18].

При анализе уравнений необходимо учитывать физический факт неоднородности состава, плотности, температуры всех сред, расслоения веществ (стратификацию) в поле массовых сил. Параметрами стратификации, являются масштаб $\Lambda = |d \ln \rho(z) / dz|^{-1}$, частота $N = \sqrt{g / \Lambda}$ и период плавучести $T_b = 2\pi / N$ с. Расчеты, выполненные в приближении сильной стратификации $N \sim 1 \text{ с}^{-1}$, $\Lambda \sim 10 \text{ м}$, типичной для лабораторных условий, слабой – $N \sim 0.01 \text{ с}^{-1}$, $\Lambda \sim 20 \text{ км}$, существующей в атмосфере и гидросфере, в потенциально $N \sim 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, $\Lambda \sim 10^8 \text{ км}$ и актуально $N = 0$, $\Lambda = \infty$ однородной жидкости, показали сильное влияние неоднородности плотности на структуру

течения во всем диапазоне параметров, а на динамику – в более узком, определяемом условиями эффективной генерации волн [33, 34].

Система (7) дополняется физически обоснованными граничными условиями – прилипания на твердых границах, динамических и кинематических на свободной поверхности, затухания возмущений на бесконечности, и необходимыми начальными условиями [10, 32, 34]. Инфинитезимальные симметрии системы, включающие сдвиги пространства и времени, вращения, и преобразования Галилея, соответствуют фундаментальным принципам физики, положенным в основу ее вывода [32]. Наборы симметрий редуцированных и конститутивных систем оказываются или более богатыми, чему соответствуют дополнительные «законы сохранения», часто противоречащие базовым принципам физики, в частности инвариантность систем с ускорением для классических уравнений Навье-Стокса или совсем бедными (что свидетельствует о слабости прогностического потенциала, например, конститутивных моделей теорий турбулентности).

Реальные среды – атмосфера, гидросфера характеризуются тонкой пространственной структурой в распределениях физических величин – и потенциалов, и термодинамических параметров, учет которой усложняет определение начальных условий и проведение расчетов отдельных процессов. Значения потенциалов быстро меняются в окрестности контактных поверхностей, где сосредоточена доступная потенциальная поверхностная энергия, и в высокоградиентных прослойках.

Система (7), которая анализируется с учетом условия совместности, характеризуется рангом (например, значением высшей производной в случае ее сведения к уравнению для одной физической величины), порядком линеаризованной версии и степенью характеристического (дисперсионного) уравнения, относится к классу сингулярно возмущенных, поскольку при операторах Лапласа присутствуют малые коэффициенты молекулярного переноса. Полные наборы решений таких систем включают и регулярно и сингулярно возмущенные функции, минимальное число которых определяется рангом системы. В пространственной картине течения регулярно возмущенные решения определяют крупномасштабные компоненты, разделенными идентифицируемыми границами, а сингулярно возмущенные – структуры течений, в частности разделяющие границы. Геометрические свойства структуры определяет набор пространственно-временных масштабов системы уравнений (7) и граничных условий.

Макромасштабы $\Lambda_\rho = |d \ln \rho / dz|^{-1}$, $\Lambda_T = |d \ln T_0 / dz|^{-1}$, $\Lambda_{S_i} = |d \ln S_{0,i} / dz|^{-1}$, обычно большие, характеризуют исходную стратификацию (обычно слабую), геометрию задачи (размер препятствия L), длины внутренних $\lambda_N = UT_b$,

инерциальных $\lambda_{\Omega} = 2\pi U / \Omega$ или других волн (U – скорость натекающего потока на бесконечности).

Микромасштабы определяют поперечные размеры тонкоструктурных компонентов диффузионной – $\delta_N^v = \sqrt{v/N}$, $\delta_N^{\kappa_T} = \sqrt{\kappa_T/N}$, $\delta_N^{\kappa_S} = \sqrt{\kappa_S/N}$, $\delta_{\Omega}^v = \sqrt{v/\Omega}$, $\delta_{\Omega}^{\kappa_T} = \sqrt{\kappa_T/\Omega}$ и $\delta_{\Omega}^{\kappa_S} = \sqrt{\kappa_S/\Omega}$ – для полей скорости, температуры и солености, соответственно, – аналоги масштаба Стокса $\delta_{\omega} = \sqrt{v/\omega}$ [10]), а также динамической природы – $\delta_U^v = v/U$, $\delta_U^{\kappa_T} = \kappa_T/U$, $\delta_U^{\kappa_S} = \kappa_S/U$, аналоги масштабов Прандтля и Пекле.

Естественными масштабами времени служат периоды плавучести $T_b = 2\pi / N$, изучаемой волны $T_w = 2\pi / \omega_w$ и $T_L = L/U$ – собственное время движения источника длиной L со скоростью U [34]. С диссипативными свойствами среды связаны короткие масштабы, обусловленные действием вязкости $\tau_U^v = v / U^2$ и диффузии $\tau_U^{\kappa_S} = \kappa_S / U^2$.

Большие значения отношений макро и микромасштабов, включающие традиционные безразмерные комплексы – числа Рейнольдса $Re = \frac{UL}{v} = \frac{L}{\delta_U^v} \gg 1$ и Пекле по температуре и солености $Pe = \frac{UL}{\kappa_T} = \frac{L}{\delta_U^{\kappa_T}} \gg 1$, $Pe_S = \frac{UL}{\kappa_S} = \frac{L}{\delta_U^{\kappa_S}} \gg 1$, отражают физические свойства реальных жидкостей: слабость стратификации – $C_{\rho} = \frac{\Lambda}{L} = \frac{\rho_0}{\delta\rho} \gg 1$ (малое относительное изменение плотности на масштабе L),

малость вязкости, температуропроводности и диффузии: $C_N^v = \frac{L}{\delta_N^v} = \sqrt{\frac{L^2 N}{v}} \gg 1$

(как и $C_N^{\kappa_T} = \frac{L}{\delta_N^{\kappa_T}}$, и $C_N^{\kappa_S} = \frac{L}{\delta_N^{\kappa_S}}$, для растворов солей $C_N^v \ll C_N^{\kappa_T} \ll C_N^{\kappa_S}$). Большие значения отношений макро- и микромасштабов обосновывают применение теории возмущений [7, 32] для нахождения решений системы уравнений.

Практический интерес представляет построение **полных** решений системы (7), которые удовлетворяют начальным и граничным условиям. Хотя в силу сложности методы построения решений таких нелинейных систем все еще не разработаны, некоторые заключения позволяет сделать анализ общих свойств, в частности ее ранга и порядка линеаризованной системы, который задается условием совместности.

Классификация компонентов периодических течений жидкости

С действием каждого физического фактора – вращения, стратификации, сжимаемости жидкости связано существование характерного типа волн: гироскопических, внутренних, акустических, гибридных, общие свойства которых анализируются, как правило, в приближении идеальной жидкости [10]. Однако элементарные волны не полностью отражают свойства периодических течений в диссипативной среде, где все перечисленные факторы действуют одновременно и волны характеризуются сложными законами дисперсии. Все типы волн сосуществуют с семейством диссипативных компонент течений, существование которого обусловлено влиянием эффектов нестационарности, вязкости, теплопроводности и диффузии.

При рассмотрении трехмерных периодических течений частота ω принимается положительной, волновое число $\mathbf{k} = (k_x, k_y, k_z)$, характеризующее геометрию и затухание волн – комплексным $\mathbf{k} = \mathbf{k}_1 + i\mathbf{k}_2$. Мнимая часть волнового вектора характеризует пространственное затухание волновых полей. Сами движения предполагаются малоинтенсивными, позволяющими линеаризовать уравнения движения и граничные условия. Стратификация считается слабой, а диссипативные факторы (вязкость и диффузия) – малыми.

При изучении малых периодических движений с фиксированной действительной частотой ω и комплексным волновым вектором \mathbf{k} , все переменные выбираются в виде:

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_0 \tau(r, t), \quad \bar{p} = p_0 \tau(r, t), \quad \bar{\rho} = \rho_0 \tau(r, t), \quad \tau(r, t) = \exp(i(\mathbf{k}\mathbf{r} - \omega t)) \quad (8)$$

Решение линеаризованной системы (7) в приближении Буссинеска в безграничном пространстве находится в виде разложений по плоским волнам

$$A = \sum_j \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} a_j(k_x, k_y) \exp\left(i\left(k_{zj}(k_x, k_y)z + k_x x + k_y y - \omega t\right)\right) dk_x dk_y \quad (9)$$

где A – компоненты скорости, плотность давления, солёность или температура. Суммирование в разложении (9) проводится по всем корням дисперсионного уравнения, выражающего условие разрешимости линеаризованной системы (7), которые удовлетворяют граничным условиям задачи или условию излучения в безграничной среде (затухания всех возмущений на бесконечности).

Подстановка разложений функций для всех физических переменных в систему (7) и условие совместности позволяют найти дисперсионное соотношение, которое при учете действия всех диссипативных факторов имеет вид [32]

$$D_v(k, \omega) \cdot F(k, \omega) = 0 \quad (10)$$

$$F(k, \omega) = -D_v(k, \omega)D_{\kappa_T}(k, \omega)D_{\kappa_S}(k, \omega) \left(k^2 + i \frac{k_z(\Lambda_T + \Lambda_S)}{\Lambda_T \Lambda_S} \right) + \\ + D_{\kappa_T}(k, \omega) \left(\frac{\omega k_z}{\Lambda_S} D_v(k, \omega) - N_S^2 k_{\perp}^2 \right) + D_{\kappa_S}(k, \omega) \left(\frac{\omega k_z}{\Lambda_T} D_v(k, \omega) - N_T^2 k_{\perp}^2 \right) \quad (11)$$

$$D_v(k, \omega) = -i\omega + \nu k^2, \quad D_{\kappa_T}(k, \omega) = -i\omega + \kappa_T k^2, \\ D_{\kappa_S}(k, \omega) = -i\omega + \kappa_S k^2, \quad k^2 = k_x^2 + k_y^2 + k_z^2, \quad \Lambda_T = |d \ln \rho(T) / dz|^{-1}, \\ \Lambda_S = |d \ln \rho(S) / dz|^{-1}$$

В пренебрежении диссипацией дисперсионное уравнение десятой степени (10) переходит в квадратное уравнение, описывающее внутренние волны в идеальной жидкости (и все другие типы волн – инерциальные, поверхностные гравитационные, акустические и гибридные, при учете вращения и сжимаемости). Спектральные компоненты (11), в которых $|\mathbf{k}_1| \gg |\mathbf{k}_2|$, а коэффициент затухания пропорционален кинетическим коэффициентам (здесь $\gamma = i(\nu + \kappa_T + \kappa_S)k^2$), описывают крупномасштабные волновые компоненты периодических течений.

Оставшиеся восемь корней уравнения (7), мнимая часть которых не мала ($|\mathbf{k}_1| \sim |\mathbf{k}_2|$) и обратно пропорциональна кинетическим коэффициентам, определяют сингулярно возмущенные решения, характеризующие тонкую структуру среды. В случае безграничной среды четыре них, нарушающие условие затухания на бесконечности, отбрасываются. Остальные сингулярные решения, описывающие лигаменты, образуют две различные группы.

Из вида уравнения (10), в котором присутствует множитель $D_v(k, \omega) = 0$, следует, что течения жидкости структурированы и волны всегда сосуществуют с течениями типа периодического течения Стокса на осциллирующей поверхности в вязкой жидкости [10]. Поперечный размер такого компонента определяется кинематической вязкостью и частотой волны $\delta_{\omega}^v = \sqrt{\nu/\omega}$ (или частотой плавучести $\delta_N^v = \sqrt{\nu/N}$).

Одновременно диссипативные факторы обуславливают существование и других компонентов, свойства которых определяются вторым и третьим слагаемым в (11). Их поперечные размеры зависят от частоты и значений всех кинетических коэффициентов – кинематической вязкости, температуропроводности и диффузии, а также направления распространения волны. Распределение

давления в тонкоструктурных компонентах гидростатическое – возмущения давления отсутствуют. Сингулярно возмущенные компоненты полного решения – лигаменты – линейные предшественники вихрей, вихревых систем и ударных волн в течениях жидкости. В отличие от периодического течения Стокса, которое сосредоточено вблизи осциллирующей поверхности [10] тонкоструктурные компоненты могут располагаться во всем пространстве, как в окрестности контактных поверхностей, так и вдали от них.

Все решения системы (7), и регулярно- и сингулярно возмущенные, образуют единое семейство, которое описывается функциями одного вида (9) с различными соотношениями между действительными и мнимыми частями. Они одновременно образуются, переносятся и исчезают, несмотря на различие характерных масштабов. Каждый из компонентов обуславливает перенос энергии, вещества и завихренности, диссипацию механической энергии.

Периодические течения в классической системе уравнений Навье-Стокса

Редуцированной системе уравнений для периодических движений (7) для несжимаемой однородной жидкости в фазовом пространстве (ω, \mathbf{k}) :

$$(\omega + i\nu) v_{i0} + k_i P_0 = 0, \quad k_x v_{x0} + k_y v_{y0} + k_z v_{z0} = 0 \quad (12)$$

соответствует дисперсионное уравнение:

$$\mathbf{k}^2 (\omega + i\nu \mathbf{k}^2)^2 = 0 \quad (13)$$

Первый множитель $\mathbf{k}^2 = 0$ в (13) с решением в виде $k_z = \pm i\sqrt{k_x^2 + k_y^2}$, $\text{Im} k_x = \text{Im} k_y = 0$ представляет в свернутой форме все виды волновых процессов, обусловленных влиянием сжимаемости, стратификации, вращения и других физических факторов.

Второй множитель дисперсионного уравнения (13) определяет пару тождественно совпадающих сингулярно возмущенных решений стоксова типа:

$$(\omega + i\nu \mathbf{k}^2)^2 = 0 \quad (14)$$

Поскольку $\mathbf{k} \neq 0$, то из (13) и (14) следует $P = 0$. Решение имеет характер вырожденного внутреннего периодического пограничного слоя, в плоскости центров которого $v_z = 0$, а значения v_x, v_y зависят от координаты z .

В сжимаемой жидкости редуцированная часть системы (7) описывает акустические волны с частотой ω и волновым числом \mathbf{k} , которые распространяются со скоростью c_s , и сопутствующее двукратно вырожденное сингулярно возмущенное течение стоковского типа

$$\left(\mathbf{k}^2 \left(1 - \frac{i\omega v}{c_s^2} \right) - \frac{\omega^2}{c_s^2} \right) (\omega + ivk^2)^2 = 0 \quad (15)$$

где $v = \zeta + 4\nu/3c$ – скорость звука.

В однородной жидкости учет сжимаемости не снимает вырождения полного решения вследствие отсутствия возмущений давления (фактически несжимаемости среды) в области сингулярно возмущенных решений [32].

Учет нелинейности позволяет описать порождение новых структурных компонентов – суб- и ангармонических волн и сопутствующих лигаментов как продуктов взаимодействия всех структурных компонентов – и макро- и микромасштабных, пример вычисления внутренних волн взаимодействующими лигаментами приведен в [7]. В сжимаемой среде огибающие концов лигаментов образуют поперечные по ориентации к основному потоку тонкоструктурные компоненты, трансформирующиеся в ударные волны с увеличением скорости и уровня энергонасыщенности течения

В силу природы формирования лигаменты являются наиболее распространенным компонентом нестационарных течений. В этом случае их поперечные масштабы, в частности $\delta_T^v = \sqrt{\nu/\Delta T}$, определяются диссипативными коэффициентами и характерным временным масштабом изменчивости ΔT . В силу своей природы лигаменты – наиболее распространенный компонент течений, существующий во всем диапазоне пространственно-временных масштабов процессов, от самых медленных, индуцированных диффузией на топографии [5] до самых быстрых и энергонасыщенных.

Учет тонкоструктурных компонентов течений существенно повышает точность расчетов генерации волн, периодических внутренних волн, их распространения в жидкостях с произвольным распределением плотности, отражения от критического слоя, на котором частоты плавучести и волны совпадают, и просачивания в область, закрытую для рассматриваемой волны [8]. Кроме традиционно учитываемых в алгоритмах вычислений энергетики волновых компонент, рассчитываются потери, связанные с образованием лигаментов на разрывах распределения частоты плавучести. Полученные результаты согласуются с данными позднее выполненных опытов по измерению амплитуд возмущений скорости в пучках периодических внутренних волн в

стратифицированной жидкости с критическим слоем в лабораторном бассейне с погрешностью в нескольких процентах [22].

В ряде работ проведено сравнение результатов аналитических расчетов картин внутренних волн при равномерном движении тонкой полосы в линейном приближении и численных решений задачи установления течения при начале движения в полной нелинейной постановке. Учет эффектов стратификации, вязкости и диффузии позволяет в двумерном случае в единой постановке анализировать влияние всех физических факторов – величины стратификации (включая случаи потенциально и актуально однородной среды), угла наклона, размеров и положения полосы с произвольным углом атаки. Расчеты позволяют проследить структуру течений в широком диапазоне режимов, включающем сверхмедленные течения, индуцированные прерыванием диффузионного потока на неподвижном препятствии, ползучие при малых скоростях движения тела, волновые при умеренных, когда длины внутренней волны и полосы одного порядка, и нестационарные вихревые при больших скоростях вплоть до числа Рейнольдса порядка $Re \sim 10^5$ [34]. Во всех режимах течения оказываются нестационарными вследствие влияния большого числа разномасштабных компонентов. Учет значений всех собственных масштабов задачи, как больших, определяющих размер области наблюдения, так и малых, задающих пространственное и временное разрешение инструментов, обеспечивает согласованность результатов теоретических (аналитических и численных) расчетов и воспроизводимых лабораторных экспериментов [33].

Обсуждение результатов

Проведенные теоретические (аналитические и численные) и лабораторные исследования стратифицированных течений показывают, что полные решения системы фундаментальных уравнений – аналогов законов сохранения вещества, импульса и энергии с физически обоснованными уравнениями состояния, начальными и граничными условиями, построенные в линейном приближении аналитическими методами и в полной нелинейной постановке численными методами, удовлетворительно описывают динамику и структуру течений в лабораторных условиях. Результаты расчетов являются естественной основой разработки согласованных алгоритмов расчетов в более широком диапазоне параметров, методик проведения лабораторного моделирования и измерений процессов в природных системах – в атмосфере и гидросфере. Анализ результатов выполненных исследований позволяет сформулировать следующие определения в рамках модели непрерывной среды.

Течения определяются как поток импульса, сопровождающийся самосогласованными изменениями структур полей и потоков других физических величин, входящих в систему фундаментальных уравнений, или иными словами,

как динамика согласованной изменчивости структур физических полей, номенклатура которых, помимо импульса, определяется видом выбранного уравнения состояния.

Масштабно и параметрически инвариантная классификация структурных компонентов течений включает тонкоструктурные лигаменты, волны и вихри.

Лигаменты – высокоградиентные прослойки и волокна, поперечные масштабы которых определяются диссипативными свойствами среды и характерными значениями временной изменчивости установления процесса, частотой волны или скоростью переноса импульса и энергии.

Волна определяется как процесс, в котором локальные параметры временной изменчивости физических полей (частота ω) и мгновенной пространственной структуры (волновое число $\omega = \omega(\mathbf{k}, \mathbf{kA}, \dots)$ \mathbf{k} или длина волны λ) связаны функциональным (дисперсионным) соотношением, которое может включать и амплитуды возмущений.

Вихрь – нестационарный компонент с относительно высоким значением завихренности $\omega = \text{rot } \mathbf{u}$. В вихре свободные твердые тела в толще или на поверхности жидкости переносятся потоком и одновременно вращаются вокруг собственной оси, а «жидкие частицы» расщепляются лигаментами на различные волокна.

Следствием многообразия структурных компонентов с независимыми пространственно-временными масштабами, является нестационарность всех видов течений в природных условиях, параметры состояния которых зависят как от внешних, так и внутренних факторов, одним из которых является пространственно неравномерная диссипация механической энергии.

Программы полных расчетов и измерений должны включать построение согласованных картин полей всех определяющих физических величин, входящих в систему фундаментальных уравнений, а также объективные процедуры определения погрешностей их определения.

Особого внимания требует разработка процедур сравнения расчетов с данными морских измерений, погрешность которых остается неопределенной вследствие неполноты методик получения данных, неопределенности скорости движения датчика относительно среды, нелокальности сенсора или области дистанционной регистрации, действия большого числа влияющих факторов. Надежным способом оценки реальных погрешностей измерений остается метод избыточности [6], обеспечивающий возможность расчета ключевых параметров и невязки значений с использованием нескольких уравнений состояния [23, 24] – например, зависимостей плотности от температуры, давления и удельной электропроводности, или от скорости звука, давления и удельной электропроводности. При этом при выборе геометрических свойств сенсоров должен производиться с учетом тонкой структуры среды в районе испытаний.

Заключение

Развитие вычислительной техники, методов программирования, информационных технологий открывают качественно новые возможности согласованного теоретического и экспериментального изучения природных систем – атмосферы и гидросферы, описания структуры их состояния и динамики изменчивости на основе системы фундаментальных уравнений механики неоднородных жидкостей.

Номенклатуру базовых физических величин определяет система фундаментальных уравнений – аналогов законов сохранения вещества, импульса, полной энергии и замыкающих уравнений состояния для термодинамических потенциалов и их производных (плотности, давления, температуры, концентрации составляющих веществ).

Учет динамики доступной потенциальной энергии, связанной с фазовыми переходами и изменчивостью состава среды, позволит существенно повысить точность определения условий перехода систем в катастрофические состояния и локализации областей перехода динамических состояний.

Работа выполнена по теме АААА-А18-118011990267-5 государственного задания при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00870).

PROBLEMS OF COMPARISON OF THE RESULTS OF THEORETICAL (ANALYTICAL AND NUMERICAL), LABORATORY AND NATURAL STUDIES OF PROCESSES IN THE OCEAN AND PRINCIPLES OF RATIONAL MATCHING OF METHODS

Chashechkin Yu.D.

The basis of a unified approach to consistent theoretical (analytical and numerical) and experimental (laboratory and field) studies of processes in the ocean is a system of fundamental equations for the transport of matter, momentum, energy, taking into account the dissipation and patterns of the distributions of thermodynamic potentials (as well as their derivatives – density, pressure, temperature, concentration of components). The symmetries of the system of fundamental equations for observable physical quantities are consistent with the basic principles of physics. Given classification of the flows components includes waves, vortices and ligaments – interfaces and filaments, linear precursors of shock waves. Estimates of the characteristic spatial-temporal scales of the processes are given. As examples, the processes

of generation and propagation of periodic internal waves and associated ligaments are shortly described. The prospects for improving the accuracy of marine observations, describing processes and predicting the evolution of environmental dynamics are discussed.

Литература

1. Галилей Г. Пробирных дел мастер. М.: Наука, 1987. 272 с.
2. Даламбер Ж.-П. – D'Alembert J.- R. Réflexions sur la cause générale des vents. Paris, 1744.
3. Гиббс Дж. Термодинамика. Статистическая механика. М.: Наука, 1982. 584 с.
4. Декарт Р. Первоначала философии. Соч. в 2 т.-Т. 1. М.: Мысль, 1989. С. 297–422.
5. Димитриева Н.Ф., Чашечкин Ю.Д. Тонкая структура стратифицированного течения около неподвижного и медленно движущегося клина // *Океанология*. 2018. Т. 58, № 3. С. 358–368. DOI: 10.7868/S0030157418030024
6. Ильиных Ю.С., Чашечкин Ю.Д. Прецизионные методы измерений физико-химических характеристик океана // *Измерительная техника*. 1993. № 9. С. 56-61.
7. Кистович Ю.В., Чашечкин Ю.Д. Новый механизм нелинейной генерации внутренних волн // *Доклады АН*. 2002. Т. 382, № 6. С. 772-776.
8. Кистович Ю. В., Чашечкин Ю. Д. Линейная теория распространения пучков внутренних волн в произвольно стратифицированной жидкости // *Прикладная механика и техническая физика*. 1998. Т. 39. № 5. С. 88 - 98. doi:10.1007/BF02468043.
9. Ладыженская О.А. Шестая проблема тысячелетия: уравнения Навье–Стокса, существование и гладкость // *УМН*. 2003. Т. 58, № 2. С. 45–78. DOI: 10.4213/m610.
10. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. Теоретическая физика: т.VI. М.: Наука. Гл. ред. физ-мат. лит., 1986. 736 с.
11. Лейбниц Г.В. Краткое доказательство ошибки достопамятного Декарта... Соч. в 4 том. Т. I. М.: Мысль, 1981. С. 118–125.
12. Ломоносов М.В. Письмо к Леонарду Эйлеру от 5 июля 1748.
13. Ломоносов М.В. Опыт теории упругости воздуха // *Novi Commentari*. СПб, 1750. С. 230-244.

14. Ломоносов М.В. Краткое описание разных путешествий по Северным морям и показание возможного проходу Сибирским океаном в Восточную Индию. 1763. 81 с. СПб., 1847.
15. Максвелл Дж. К. – Maxwell J.C. Remarks on the Mathematical Classification of Physical Quantities // Proc. L. Math. Soc. 1871 vol. 3, S. 1-3, pp. 224–233.
16. Менделеев Д.И. Об упругости газов. СПб, 1875. 295 с.
17. Менделеев Д.И. Исследование водных растворов по удельному весу. СПб, 1887. 520 с.
18. Монин А.С. (ред.) Океанология. Физика океана. Т1: Гидрофизика океана. Т2: Гидродинамика океана. Т.1-2. М.: Наука.1978. 912 с.
19. Мюллер П. – Müller P. The equations of oceanic motions. Cambridge: CUP. 2006. 302 p.
20. Навье К. – Navier C.-L.-M.-H. Mémoire sur les Lois du Mouvement des Fluids // Mém. d l'Acad. des Sciences. 1822. V. 6. P. 389–417.
21. Ньютон И. Математические начала натуральной философии. М.: Наука, 1989. 688 с.
22. Паолетти М.С., Суинней Г.Л. – Paoletti M. S., Swinney H. L. Propagating and evanescent internal waves in a deep ocean model // J. Fluid Mechanics. 2012. V. 706/ P. 571-583. doi: 10.1017/jfm.2012.284
23. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. М.: Наука, 1979. 330 с.
24. Райт Д.Г. и др. -10 авт – Wright D. G., Feistel R., Reissmann J. H., Miyagawa K., Jackett D. R., Wagner W., Overhoff U., C. Guder C., Feistel A., Marion G. M. Numerical implementation and oceanographic application of the thermodynamic potentials of liquid water, water vapour, ice, seawater and humid air – Part 2: The library routines // Ocean Sci. 2010. V. 6. P. 695–718, www.ocean-sci.net/6/695/2010/ doi:10.5194/os-6-695-2010.
25. Рейнольдс О. – Reynolds O. An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels // Proc. R. Soc. Lond. 1883. V. 35. No. 224–226. P. 84–99. doi: 10.1098/rspl.1883.0018.
26. Рейнольдс О. – Reynolds O. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion // Philos. Trans. 1895. V. 186. P. 123–164. DOI: 10.1098/rsta.1895.0004
27. Стокс Дж.Г. – Stokes G.G. On the theories of the internal friction of fluids in motion, and of the equilibrium and motion of elastic bodies // Trans. Cam. Phil. Soc. 1845. V. 8. P. 287–305.
28. Федоров К. Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гимиз, 1976. 184 с.

29. Фик А. – Fick A. Ueber Diffusion // *Annalen der Physik*. 1855. V. 94. P. 59–86. doi:10.1002/andp.18551700105.
30. Фурье Дж. – Fourier J. *Théorie analytique de la chaleur*. Paris: Firmin Didot Père et Fils, 1822. 639 s.
31. Чашечкин Ю.Д. Структура и динамика природных течений: теоретическое и лабораторное моделирование // *Актуальные проблемы механики. 50 лет Институту проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН*. М.: Наука. 2015. С. 63-78.
32. Чашечкин Ю.Д. – Chashechkin Yu.D. Singularly perturbed components of flows – linear precursors of shock waves // *Math. Model. Nat. Phenom.* 2018. Vol. 13. No. 2. P. 1-29. <https://doi.org/10.1051/mmnp/2018020>.
33. Чашечкин Ю.Д. – Chashechkin Yu. D. Differential fluid mechanics – harmonization of analytical, numerical and laboratory models of flows. P. 61-91. // *Mathematical Modeling and Optimization of Complex Structures*. Springer Series “Computational Methods in Applied Sciences” V. 40. 2016. 328 p. DOI: 10.1007/978-3-319-23564-6-5
34. Чашечкин Ю.Д., Загуменный Я.В. – Chashechkin, Y. D., & Zagumennyi, I. V. Formation of waves, vortices and ligaments in 2D stratified flows around obstacles // *Physica Scripta*. 2019. doi:10.1088/1402-4896/ab0066.
35. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М.: Наука, 1974. 712 с.
36. Эйлер Л. Общие законы движения жидкостей // *Мех. жидк. и газа*. 1999. № 6. С. 26–54.

ПРОБЛЕМЫ ОБЕСПЕЧЕНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ ПОБЕРЕЖИЙ РОССИИ ПРИ ПОВЫШЕНИИ СРЕДНЕГО УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Холопцев А.В.^{1,2}, Шуйский Ю.Д.³, Подпорин С.А.²

¹ Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова,
Севастопольское отделение

² Севастопольский государственный университет

³ Одесский национальный университет имени И.И. Мечникова

Рассматривается проблема обеспечения безопасности прибрежных территорий России при повышении среднего уровня Мирового океана. Рассмотрены изменения средних уровней морей и океанов у различных участков побережий. Выявлены приоритетные направления дальнейших научных исследований.

Введение

Средний уровень Мирового океана (далее СУМО) является одним из основных показателей состояния физико-географической и ландшафтной оболочки нашей планеты. Он в значительной мере определяет распределение по земной поверхности суши и вод содержание в атмосфере водяного пара и других парниковых газов, общие площади границ, на которых осуществляется взаимодействие гидросферы и атмосферы, параметры глобального гидрологического цикла, глобального климата и многих других глобальных характеристик.

Согласно современным представлениям об изменчивости СУМО [3–5, 13, 35, 37, 41–45, 84], в XX и начале XXI века его значения повышались. По мнению IPCC [37], главной причиной этого являлось потепление глобального климата. Поскольку с высокой вероятностью этот фактор будет действовать и в будущем, вполне возможно, что продолжится и повышение СУМО, оказывая все большее влияние на различные виды хозяйственной деятельности. Поэтому оценка возможных последствий этого процесса представляет собой актуальную, социально значимую проблему современной науки.

Выявлению последствий повышения СУМО посвящены работы многих отечественных [13, 14, 16, 27] и зарубежных ученых [35, 37, 44, 45]. Установлено, что среди последствий глобального повышения уровня присутствуют многочисленные отклики, которые проявляются и в региональных масштабах. Для населения и экономики многих регионов нашей планеты они даже более ощутимы, чем его глобальные последствия. Наиболее значимыми среди них

являются изменения среднего уровня водных объектов (СУВО), прилегающих к тем или иным прибрежным территориям.

В результате изменения СУВО может происходить переформирование соответствующих участков береговых зон, затопление, подтопление, а также повышение уязвимости прибрежных территорий при возникновении опасных гидрометеорологических явлений (ОЯ) и цунами, что ощутимо влияет на жизнедеятельность их населения. Подобные процессы особо значимы для России, побережья которой имеют рекордную протяженность и омываются водами 12 морей, относящихся к трем океанам.

Защита прибрежных территорий от последствий повышения СУВО предполагает возведение на них дамб и других защитных сооружений. Опасным может оказаться и снижение СУВО, приводящее к уменьшению глубин на мелководных участках водных путей, что осложняет работу водного транспорта и вынуждает осуществлять дополнительные дноуглубительные работы. Подобная деятельность может быть результативной лишь в случае, если она начата заблаговременно и осуществляется планомерно, с учетом реальных опасностей, возникающих на тех или иных участках побережий [22]. Несмотря на это, последствия повышения СУМО, которые могут возникнуть на тех или иных участках прибрежных территорий России изучены недостаточно. Это не позволяет выявить среди подобных участков те, которые нуждаются в первоочередной защите, а также определить ресурсы, необходимые для ее осуществления. Следовательно, оценка рисков и вероятных ущербов для различных участков прибрежных территорий России, обусловленных дальнейшим повышением СУМО, представляет большой теоретический и практический интерес.

Целью работы является оценка изученности и разрешимости упомянутых проблем, а также обоснование направлений дальнейших исследований, относящихся к числу наиболее актуальных в плане разработке мер по повышению защищенности прибрежных территорий России от последствий повышения СУМО.

Изменения СУМО в плейстоцене, голоцене и современном периоде, а также их прогнозы при вероятных сценариях дальнейших изменений глобального климата

Основой современных представлений об изменениях СУМО в минувшие эпохи являются результаты геологических, палеонтологических и археологических исследований [2,15]. Существенной проблемой интерпретации подобных результатов является неточность их датировок. Тем не менее, именно они образуют основы современных представлений об изменениях СУМО, происшедших в далеком прошлом [15].

Принято считать, что в плейстоцене СУМО снижался со средней скоростью 2 мм/тыс. лет [15, 21]. На отрезках времени, соответствующих Всемирным оледенениям, средняя скорость снижения СУМО достигала 0,4 мм/год. В периоды межледниковых оттепелей значения СУМО повышались, иногда достигая современных значений. Своего минимума за последний миллион лет СУМО достиг при Вюрмском оледенении, а именно, на его стадии Эгга-2 (приблизительно 18 000 лет тому назад). В это время, как предполагается, СУМО был приблизительно на 100м ниже современного значения. На рубеже плейстоцена и голоцена началось быстрое повышение СУМО со скоростью в среднем 10 мм/год, которая в отдельные периоды превышала 50 мм/год [15].

4–6 тыс. лет тому назад СУМО достиг своего современного положения. В дальнейшем он оставался сравнительно устойчивым, временно повышаясь, либо снижаясь в пределах нескольких десятков сантиметров. В это время на фоне относительной стабильности СУМО в различных регионах мира продолжались существенные изменения СУВО. Так, в Азово-Черноморском регионе происходила «нимфейская трансгрессия», а затем «фанагорийская регрессия», в течение которых СУВО изменялся в пределах $\pm 2\text{--}4$ м [15, 16].

Несколько более достоверными являются сведения о вариациях СУМО, полученные в период, когда на некоторых участках океанических побережий начали осуществляться систематические измерения СУВО. Впервые к таким измерениям приступили в 1682 г. на речном посту Амстердам. В Российской Империи они проводятся с 1703 г. (Кронштадт).

До 1992 г. такие наблюдения проводились лишь на береговых пунктах (уровенных или речных постах). Фактическая топография поверхности Мирового океана была неизвестна и потому при вычислении СУМО не учитывалась. С 1992 г. начал осуществляться и спутниковый мониторинг изменений конфигурации поверхности Мирового океана, что позволило существенно повысить точность оценок СУМО и скорости его повышения.

Оценки скорости повышения СУМО, предложенные различными авторами, приведены в Таблице 1, которая дополнена сведениями из современных источников и аналогична таблице, приведенной в работе Р.К. Клиге (1978), [16].

Таблица 1.**Скорости повышения СУМО (по данным разных авторов)**

Период	Изменение уровня океана, мм·год ⁻¹	Автор
1802–1937	1,10	Gutenberg (1941) [16]
1880–1930	1,30	Keunen (1950) [16]
1880–1950	1,0-2,0	Valentin (1952) [16]
1885–1951	1,30	Cailleux (1952) [16]
1890–1950	1,14	Dietrich (1954) [16]
1900–1950	1,15	Lisitzin (1958) [16]
1900–1950	1,22	Н. В. Буторин (1960) [16]
1890–1960	1,20	Fairbridge&Krebs (1962) [16] [259][259]
1866–1956	1,30	А. В. Шнитников (1969) [16]
1930–1970	2,60	Meade&Emery (1971) [16]
1807–1968	0,86	Г.П. Калинин, Р.К. Клиге (1972) [16]
1919–1964	1,74	Г.П. Калинин, Р.К. Клиге (1972) [16]
1880–1979	1,22	Roemmich&Wunsch (1984) [47]
1900–1980	1,20	Gornitz V., Lebedeff S.(1987) [36]
1900–1987	1,7	Trupin A, Wahr J. (1990)[51]
1892–1991	1,0	Shennan&Woodworth (1992) [48]
1900–1992	1,4	Mirovica J.X., Davis J.L.(1995) [41]
1900–1993	1,8	Douglas B.C.(1997) [35]
1900–1994	1,8	Peltier W.R., Jiang X. (1997) [46]
1910–1990	0,9	Mörner (2004)[42]

1870–2004	1,44	Church&White (2006) [3]
1900–1999	1,7	Holgate&Woodworth (2004) [3]
1993–2003	2,8	Cazenave&Nerem (2004) [61]
1893–2011	1,5	Climate Change (2007) [37]
1880–2010	1,76	Андрианова и др. (2012)[3]

Приведенные в Таблице 1 оценки скорости повышения СУМО различаются не только периодом времени, которому они соответствуют, но и тем, в каких именно водных объектах производились измерения. Авторы ряда ранних работ подобные водные объекты обозначали общим термином «Мировой океан». При оценке значений СУМО результаты измерений СУВО, полученные на различных уровнях постах, усредняли, что позволяло отчасти нивелировать влияние неотектоники и ряда других факторов, но давало результаты, соответствующие действительности лишь качественно. Именно так Р. Фейрбридж и О. Кребс в 1962 году рассчитали кривую изменения СУМО за 1860–1970 гг. и установили, что минимальное значение этого показателя соответствовало 1890 г. [16]. Средняя скорость повышения СУМО, по мнению этих авторов, в 1900–1950 гг. составляла 1,2 мм в год. В период 1946–1956 гг. она увеличилась до 5,5 мм в год. При этом перечень конкретных постов, информация от которых учитывалась при вычислении значений СУМО для того или иного года, периоды их функционирования и координаты не приводятся, как и погрешности полученных ими оценок скорости повышения СУМО.

Аналогичны особенности оценок изменения среднего уровня Атлантического океана, опубликованные в 1958 г. Н.В. Буториным [16], по мнению которого за 1890–1946 гг. его повышение составило 6,1 см. Вопрос о том, в какой степени подобные оценки, полученные на отдельных уровнях постах, соответствуют всему Атлантическому океану, им не обсуждается.

Гораздо более адекватны полученные в те же годы результаты измерений СУВО, привязанные к конкретным уровням постах. Так, А.И. Дуванин в 1956 г., анализируя изменения СУВО в районах Атлантического океана и Средиземного моря у пунктов Балтимор, Брест и Марсель, показал, что за период проводившихся там наблюдений имело место повышение уровня [10]. К аналогичному выводу в 1958 г. пришел и Е.Лисицин, изучая результаты наблюдений за СУВО в Финском заливе [16].

Roemmich D. и Wunsch C. (1984) [47] рассчитали среднюю скорость изменения СУВО у г. Ливерпуль (Англия) за период с 1880–1979 гг. Полученная ими оценка этого показателя составила $0,39 \pm 0,17$ мм/год, в том числе в XX столетии – $1,22 \pm 0,25$ мм/год.

Повышения СУВО в XX веке выявлено и у различных участков побережий России [3]. Несмотря на высокую точность измерения уровня водного объекта, которую обеспечивали мареографы [36, 41, 46, 51] при определении СУМО, реальная топография поверхности Мирового океана не учитывалась. Кроме того, значительную проблему представляло выделение из результатов таких измерений составляющей, обусловленной изменениями СУВО. В результате фактическая точность определения средней скорости изменения СУМО, по данным о скоростях изменения СУВО на тех или иных уровнях постах, оценена быть не могла.

Оценки СУМО и скорости его изменения стали вполне корректными лишь после того, как начал осуществляться оперативный мониторинг изменений топографии поверхности Мирового океана. Подобное стало возможным в результате комплексного применения контактных и дистанционных (спутниковых) технологий [19, 44, 45, 57]. Последние предполагают совместное использование методов лазерной и радиолокационной альтиметрии, а также глобального позиционирования искусственных спутников Земли (ИСЗ). Для калибровки инструментов, размещенных на ИСЗ, применяется информация, получаемая контактными средствами измерений.

Систематические спутниковые наблюдения за изменениями конфигурации поверхности Мирового океана начали осуществляться в 1992 г. [57]. До 2008 г. они велись американо-французским ИСЗ TOPEX/Poseidon [59]. В 2008 г. его сменили ИСЗ Jason-1, Jason-2, а с января-2016 г. и Jason-3, на которых измерения проводятся с помощью импульсного высотомера Poseidon-3. С 2013 г. расстояние до поверхности океана с погрешностью 8 мм измеряет также индийско-французский океанографический спутник SARAL [56, 57].

Данные спутниковой альтиметрии, привязанные к результатам позиционирования ИСЗ, используются при разработке глобальных геопотенциальных моделей, применяемых при оценке СУМО. Они же могут быть использованы и для оценки СУВО, а также неотектонических движений земной коры у любого участка побережья Мирового океана, за которым ведется наблюдение.

Наиболее полный и адекватный массив информации об изменениях СУВО представлен на сайте [55]. Он сформирован данными, полученными Глобальной Системой Наблюдений за Уровнем Моря GLOSS (Global Sea Level Observing System).

GLOSS функционирует с 1985 г. и включает 280 уровенных постов основной международной сети мониторинга СУВО. Среди них 13 являются российскими, однако из них в 2018 г. фактически функционировал и поставлял информацию с соблюдением международных требований по точности (ошибка измерений уровня моря не более 1–2 см и ошибка по времени не более 1 мин.) лишь один пост – Мурманск (№ 274).

Первоначально получить от GLOSS **информацию об изменениях топографии Северного Ледовитого океана и СУВО** в его морях было невозможно, поскольку при движении ИСЗ над Арктикой возникали проблемы с их позиционированием.

Эту проблему удалось решить лишь в последние годы, после запуска дополнительных семи ИСЗ системы GPS, которые включились в существовавшую ранее ее орбитальную группировку, состоящую из 24 спутников. Тем не менее, временные ряды данных о топографии поверхности арктических акваторий, которые к настоящему времени получены с использованием GLOSS, являются сверхкороткими.

Существует также проблема с калибровкой спутниковых инструментов над российским сектором Арктики.

Сайт [55] поддерживается Постоянной службой по среднему уровню моря (PSMSL), которая осуществляет сбор, анализ, интерпретацию и публикацию данных о текущих значениях СУВО различных морей и океанов, а также информацией от глобальной сети мареографов.

Сайт PSMSL является основным источником сведений о долгосрочных изменениях уровня всех районов Мирового океана (вне Арктики и Антарктики) в течение последних двух столетий. Эта информация используется в исследованиях IPCC [37].

В то время как оперативная оценка СУМО и СУВО у тех участков побережий Мирового океана, где ведутся спутниковые наблюдения, особых проблем не представляет, разработка их прогнозов существенно сложнее.

Главной проблемой их прогнозирования является учет вероятных в будущем вертикальных перемещений блоков земной коры, на которых расположены те или иные их участки (т.н. трансгрессий и регрессий [2, 39]).

Еще одна нерешенная проблема в данной области – недостаточная изученность происходящих в современном периоде вариаций гравитационного поля Земли и углового момента ее вращения, приводящих к изменениям конфигурации квазигеоида М.С. Молоденского [58], а также ее отклонений от того или иного референц-эллипсоида [20].

Поскольку размах подобных отклонений достигает 188 м, можно предположить, что даже малые их вариации способны привести к вариациям СУВО у некоторых участков побережий России, сопоставимым с последствиями изменений СУМО. Адекватность подобного предположения ранее не оценивалась.

Основываясь на информации, представленной в [59], а также полученной ИСЗ ТОРЕХ/Poseidon, Х.-А. Мёрнер оценил скорость повышения СУМО [42, 43]. Согласно его оценкам, средняя скорость этого процесса в период 1992–2008 гг. не превышала 0,9 мм/год, что качественно соответствует выводам [4], а также [16, 23, 37].

За 2002–2008 гг. значимого повышения СУМО не выявлено [44], однако в дальнейшем оно вновь продолжилось. Об этом свидетельствуют результаты, полученные в 2009–2018 гг. ИСЗ Jason, Jason-2, Jason-3 [45, 60].

Как видим, повышение СУМО, которое происходит в современном периоде, является общепризнанным фактом. Предметом обсуждения являются лишь оценки средней скорости этого процесса, а также причины, которые его вызывают.

Изменения СУМО И СУВО

Согласно современным представлениям о причинах изменения СУМО [13, 16, 27], к ним принято относить многие природные процессы, вызывающие непрерывные изменения топографии поверхности океанов и морей [13]. Среди них главным является гравитационное взаимодействие нашей планеты с Луной и Солнцем, которое приводит к образованию лунно-солнечных приливов [23]. Последствия этого взаимодействия, как в прошлом, так и в будущем, могут быть с высокой точностью предвычислены с использованием существующих теорий [26].

Вторую группу причин изменения СУМО образуют процессы, приводящие к изменениям объема вод, образующих Мировой океан, а также деформации его поверхности, которые рассматривают как гидрократические факторы [13]. Среди них выделяют факторы эвстатические (влияющие на динамику водного баланса Мирового океана), анемобарические (обусловленные изменчивостью полей скорости ветра и атмосферного давления), а также стерические (связанные с изменениями плотности воды) [7–9, 14]. Современная изученность подобных процессов достаточно высока, но их прогнозирование весьма проблематично, поскольку многие причины, вызывающие изменения их состояний являются ненаблюдаемыми.

В третью группу входят процессы, протекающие в недрах Земли, которые порождают изменения ее гравитационного поля, вертикальные движения различных блоков земной коры, а также объемов впадин, заполненных водами Мирового океана. Их рассматривают как геократические факторы СУМО [13]. В современном периоде функционируют региональные и глобальные системы мониторинга упомянутых процессов. Тем не менее, закономерности, вызывающие те или иные перемены их состояний, изучены недостаточно, что создает наибольшие трудности при моделировании и прогнозировании их последствий, а значит и динамики СУМО.

Те же космические, гидрократические и геократические процессы порождают изменения и СУВО у различных участков побережий России, хотя их вклады зависят от расположений этих участков. Влияют они и на скорости изменения СУВО. Как пример, иллюстрирующий характер подобной зависимости, на Рис. 1 приведено распределение по поверхности Мирового океана скоростей изменения его уровней, оцененных за период 1993–1999 гг., которое отображено согласно [60].

Из Рис. 1 видно, что в период 1993–1999 гг., в котором, согласно данным [42], происходило повышение СУМО со средней скоростью около 0,9 мм/год, существовали многочисленные районы Мирового океана, где СУВО также увеличивался (максимальное значение средней скорости их увеличения превышало 20 мм/год). Существовали при этом и районы, где СУВО снижался (средние скорости его снижения достигали 20 мм/год). Из рисунка следует также, что для участков побережий России, омываемых водами арктических морей, а также Антарктики, аналогичный мониторинг СУВО в рамках Международной научной Программы TOPEX / Poseidon [59] не проводился.

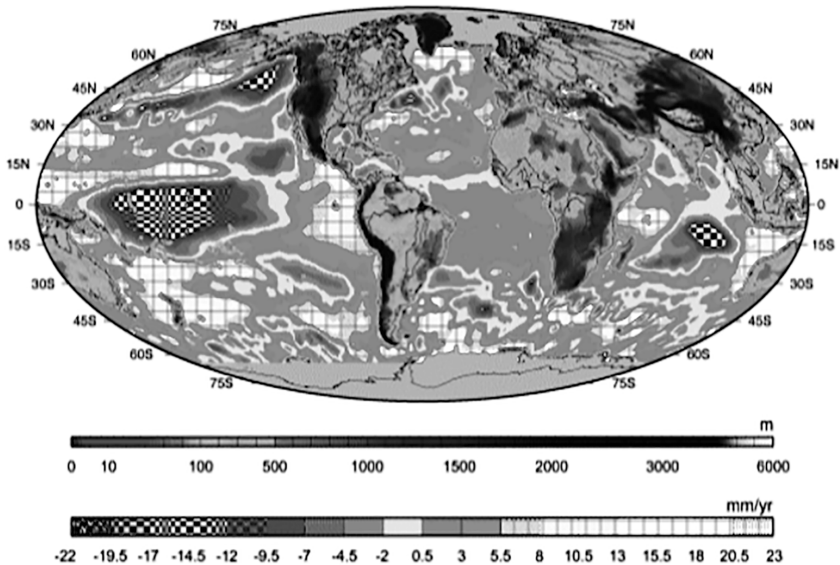


Рис. 1. Распределение по поверхности Мирового океана значений средних скоростей изменения его уровней по данным TOPEX / Poseidon за 1993–1999 гг., согласно [60].

Как показывает анализ результатов мониторинга СУВО, осуществляемого в рамках Программ TOPEX / Poseidon и Jason [44], расположения районов Мирового океана, где происходит повышение или снижение их уровня, зависят от отрезка времени, на котором рассматриваются эти процессы. Снижение СУВО при повышении СУМО не является парадоксальным. Повышение СУМО свидетельствует лишь о том, что вклад в общую сумму

океанических акваторий, где СУВО повышается, превышает вклад в нее акваторий, где значение этого показателя снижается. Последнее может являться следствием увеличения повторяемости и силы сгонных ветров и многих других факторов.

У некоторых участков побережий причиной изменения СУВО могут служить и антропогенные факторы. К ним относится застройка прибрежных территорий массивными сооружениями, а также добыча полезных ископаемых, откачка подземных вод или осушение водоносных горизонтов. Вызванная действием таких факторов деформация морских берегов наиболее ощутима в приморских мегаполисах (Калькутта, Токио, Хьюстон, Лондон и др.).

Закономерности, определяющие характер изменений СУВО у многих участков побережья России, а также вкладов в них, вызванных действием гидрократических, геократических и антропогенных факторов при осуществлении некоторого сценария повышения СУМО изучены недостаточно, а потому оценка вероятностей возникновения на них тех или иных опасностей остается проблематичной.

Наибольший ущерб населению, экономике и ландшафтам прибрежных территорий способно наносить повышение СУВО. Поэтому решение этой проблемы представляет наибольший интерес для указанного сценария.

Последствия повышения СУВО и их факторы

Постоянное (пассивное) затопление прибрежных территорий, а также переформирование многих участков берегов при повышении СУВО может возникнуть лишь там, где их население не будет препятствовать этому (возводить дамбы и другие защитные сооружения). Среди населенных территорий мира таких весьма немного.

Гораздо сложнее бороться с последствиями резких и внезапных изменений максимальных уровней водных объектов (МУВО), а также максимальных характеристик волнения и течений в их береговых зонах, которые возникают при ОЯ и цунами. Этими последствиями являются временное затопление прибрежных территорий и активизация на соответствующих участках побережий абразионных, денудационных, эрозионных и аккумулятивных процессов [11]. В отличие от приливов, ОЯ и цунами возникают сравнительно редко и непериодически, что осложняет как прогнозирование подобных явлений, так и оценку их вероятных последствий. Это же затрудняет и подготовку к борьбе с последствиями этих процессов населения и экономики прибрежных территорий, а также адаптацию их экосистем, уязвимость которых возрастает по мере повышения СУВО.

В России риски возникновения цунами существенны лишь на побережьях морей Тихого океана, а также Черного моря. Сильные и продолжительные ветры, порождающие в береговой зоне нагонное повышение МУВО [23, 24], а

также ветровые волны и течения [23], которые являются наиболее опасным видом ОЯ, возникают всюду и значительно чаще.

На Черном, Азовском, Балтийском, Белом, Беринговом и Охотском морях такие ветры чаще всего наблюдаются в передних секторах, проходящих над ними циклонов [40].

Оценка повторяемости циклонов в указанных регионах, выполненная с использованием реанализа NCEP/NCAR [54] и методики [1], показала, что в XXI веке они возникают все чаще [6, 37].

Вследствие расположения побережий морей Северного Ледовитого океана, ветры южных румбов, которые возникают в передних секторах циклонов, вызывают на них, как правило, эффект сгона и к затоплению каких-либо их участков не приводят. Эффект нагона здесь вызывают ветры северных румбов, которые достигают наибольшей силы при вторжениях арктического воздуха (далее ВАВ) [29, 30].

ВАВ представляет собой быстрое воздушное течение северных румбов, которое образуется в тыловом секторе входящего в высокие широты циклона, при его сближении с встречающимся на его пути сегментом арктического антициклона. Следствием этого сближения является увеличение модуля барического градиента в области, разделяющей эти атмосферные вихри, что служит непосредственной причиной усиления здесь ветра [40].

Оценка повторяемости ВАВ на различных участках побережий арктических морей России, с использованием реанализа NCEP/NCAR [54] и методики [29] показала, что в XXI веке на многих из них эти процессы возникают реже, чем в среднем за 1948–2018 гг.

Это, по-видимому, является следствием произошедшего потепления в Арктике, а также смещения арктического антициклона в ее американский сектор (в сторону морей Бофорта и Линкольна).

Адекватность этого вывода подтверждена результатами фактических наблюдений за изменениями среднесуточных и максимальных значений скорости ветра северных румбов на метеостанциях г. Амдерма (широта: 69.75° с.ш., долгота: 61.68° в.д.), г. Игарка (широта: 67.46° с.ш., долгота: 86.56° в.д.), г. Хатанга (широта: 71.98° с.ш., долгота: 102.45° в.д.), Мыс Шмидта (широта: 68.9° с.ш., долгота: $179,48^{\circ}$ з.д.) в период 01.01.1974–31.12.2017 гг., [53].

Если известен рельеф берегового склона и берега, а также задан СУВО при оценке МУВО, заданы максимальные характеристики волнения и течений на рассматриваемом участке береговой зоны во время прохождения над ней циклонов или ВАВ, то может быть применен метод математического моделирования [28, 38].

Геоморфологические и геологические особенности прибрежных территорий и их уязвимость при повышении СУВО

Уязвимость прибрежных территорий при повышении СУВО зависит от их геоморфологических и геологических особенностей, к которым относятся их рельеф, тип берегов, а также характеристики свойственных им неотектонических процессов. Способны на нее влиять и упомянутые выше антропогенные факторы.

При повышении СУВО наиболее уязвимы прибрежные территории с низкими берегами и равнинным рельефом, в особенности их участки, которые представляют собой обращенные к морю котловины или ложины [25]. Такой рельеф является наиболее распространенным на побережьях всех арктических морей, омывающих территорию России (кроме северного побережья Кольского полуострова, западного побережья полуострова Таймыр, участка побережья Восточно-Сибирского моря, расположенного восточнее устья реки Колыма, за мысом Большой Баранов, а также побережья Чукотского моря). Равнинным является рельеф всего побережья Азовского моря, многих участков побережий северо-западной и западной части Черного моря, а также некоторых участков побережий Охотского, Японского и Берингова моря.

Классификацию берегов, учитывающую особенности их изменений под влиянием волн и течений, предложили А.И. Ионин, П.А. Каплин и В.С. Медведев [5, 25]. В соответствии с ней, в условиях повышения СУВО у прибрежных территорий, которые представляют собой низменности, под влиянием этого процесса и волновых факторов формируются низкие берега, относящиеся к дельтовому, лиманному, лагунному, а также заболоченному и заиленному.

На берегах всех перечисленных типов высокой интенсивностью обладают абразионные, абразионно-аккумулятивные, эрозионные и аккумулятивные процессы. Упомянутые типы берегов встречаются у всех неарктических и арктических морей России (за исключением северных побережий Кольского полуострова и западных побережий полуострова Таймыр). Это открывает широкий простор для применения сравнительно-географических методов исследования процессов, происходящих на них при повышении СУВО. Тем не менее, особенности влияния повышения СУВО на различные типы абразионных и аккумулятивных берегов, а также морфолого-динамические характеристики отдельных форм их рельефа ныне изучены недостаточно [13, 31].

На примере различных морей и их берегов установлено, что соотношения между гидрократическими и геократическими причинами долговременных изменений уровня в разных частях водных акваторий и на разных гидрометеорологических постах могут быть различными [5, 13, 49, 50].

Выявить составляющие изменения СУВО, обусловленные факторами каждого из этих типов можно лишь при комплексном использовании наземных и

- на всем побережье Карского моря: от устья реки Енисей до залива Толля;
- на участке омываемого водами моря Лаптевых восточного побережья полуострова Таймыр: от залива Фаддея до устья реки Хатанга;
- на южном побережье Анадырского залива и восточном побережье полуострова Камчатка Берингова моря;
- на западном побережье Охотского моря (в заливе Шелихова и в районе г. Магадан) и его южном побережье (район пролива Невельского, северной и южной части острова Сахалин, а также устьевой области р. Амур).

На всех перечисленных участках побережий России скорость трансгрессии превышает 4 мм/год, а на восточном побережье залива Енисейская губа – 20 мм/год! При повышении СУВО, темпы затопления и переформирования прибрежных территорий еще более увеличатся. Повысится их уязвимость при возникновении ОЯ (на Тихом океане при образовании цунами).

При заданной скорости повышения СУВО для каждого такого участка с использованием методов математического моделирования может быть оценен ущерб, который возможен при возникновении того или иного ОЯ (или цунами). Вместе с тем для разработки эффективной Общероссийской стратегии борьбы с последствиями повышения СУМО этого недостаточно. Учитывая гигантскую протяженность побережий России, для осуществления такой разработки необходимо:

- выявить участки побережий, которые при дальнейшем повышении СУМО будут подвергаться наибольшей опасности, а потому подлежат первоочередной защите;
- оценить соответствующие им риски, характеристики вероятных угроз и ущербов, которые могут возникнуть в связи с ростом СУМО, а также определить адекватные меры по их минимизации.

Решение указанных научных проблем предполагает:

- совершенствование системы мониторинга изменений СУВО у различных участков побережий России, в том числе составляющих этих процессов, обусловленных действием гидрократических, а также геократических факторов;
- актуализацию методик оценки рисков и вероятных ущербов для различных участков прибрежных территорий России, связанных с дальнейшим повышением СУМО;
- разработку методики прогнозирования изменений повторяемости и наиболее вероятных характеристик ОЯ, способных наносить ущерб населению, экономике и ландшафтам прибрежных территорий России при дальнейшем повышении СУВО;
- оценку и прогноз МУВО, а также максимальных характеристик течений и волнения у тех или иных участков побережий России, а также их

возможных последствий при ОЯ и цунами для различных сценариев повышения СУВО.

Выводы

Таким образом, установлено, что основные научные проблемы, которые необходимо решить при разработке стратегии обеспечения безопасности прибрежных регионов России в условиях дальнейшего повышения СУМО, являются разрешимыми.

1. Так как возведение на морских побережьях и в устьевых областях рек защитных сооружений, способных снизить ущерб от дальнейшего повышения СУВО, потребует много времени и ресурсов, проблема выявления участков, нуждающихся в первоочередной защите, а также оценки вероятных характеристик, возникающих на них угроз, для России является актуальной.
2. Необходимыми условиями ее решения являются:
 - восстановление, развитие и обеспечение непрерывного функционирования сети уровневых постов и метеостанций на побережьях морей России;
 - совершенствование современных, в том числе спутниковых, технологий мониторинга фактических изменений СУВО, а также их составляющих, обусловленных действием гидрократических и геократических факторов;
 - развитие методов математического моделирования региональных и глобальных последствий повышения СУМО.

THE PROBLEMS OF ENSURING THE SECURITY OF THE COAST OF RUSSIA UNDER FURTHER INCREASING THE AVERAGE LEVEL OF THE WORLD OCEAN

Kholoptcev A.V., Shuisky Ju.D., Podporin S.A.

This paper aims to assess current scientific knowledge as well as solvability conditions for the issues arising when developing measures to ensure safety of those coastal areas of Russia that can be compromised due to further increase in the average World Ocean level. We also look into mechanisms of how this global factor can affect mean sea levels of water bodies surrounding various parts of the coast. Priorities for further research are identified.

Литература

1. Акперов М.Г., Мохов И.И. Сравнительный анализ методов идентификации внутропических циклонов //Изв. РАН. ФАО. 2010. Т. 46. № 5. С. 620-637.
2. Аллисон А., Геология / А.Аллисон, Д.Палмер: пер. с англ.– М.: Мир, 1984.– 568с.
3. Андрианова О.Р. Тенденции межгодовых колебаний уровня Мирового океана в течение последнего столетия/Андрианова О.Р., Батырев А.А., Белевич Р.Р. // Материалы XXIV Международной береговой конференции «Морские берега - Эволюция, Экология, Экономика». – Туапсе. – 1-6 октября 2012 г. – Т.1. – С.42-45.
4. Берд Э. Ч. Ф. Изменения береговой линии: глобал. обзор / Э.Ч.Ф. Берд; перевод с англ. Д. Д. Бадюкова. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1990. – 254 с.
5. Берега / П. А. Каплин, О. К. Леонтьев, С. А. Лукьянова, Л. Г. Никифоров. — М.: Мысль, 1991. — 479 с.
6. Глебова С. Ю. Циклоны над Тихим океаном и Дальневосточными морями в холодные и теплые сезоны и их влияние на ветровой и термический режим в последний двадцатилетний период// Известия ТИНРО. -2018.
7. Добровольский А.Д. Мировой океан / А.Д. Добровольский. – М.: Мысль. – 1970. – 271 с.
8. Добровольский С.Г. Климатические изменения в системе «гидросфера-атмосфера» / С.Г. Добровольский. – Москва: Геос, 2002. – 232 с.
9. Добровольский С.Г. Изменения климата и составляющих водного баланса / С.Г. Добровольский // Актуальные проблемы водообеспечения. – Москва: Наука. – 2003. – С. 119–130.
10. Дуванин А.И. Уровень моря / А.И. Дуванин. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 60 с.
11. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов / В.П. Зенкович / Акад. наук СССР. Океанографическая комиссия. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 710 с.
12. Зубов Н.Н. *Динамическая океанология* / Н.Н. Зубов, отв. ред. А. Д. Добровольский. –М. –Л.:Гидрометеиздат,1947. –430с.
13. Каплин П.А. Прогноз развития береговой зоны морей России [включая арктические] в условиях повышения их уровня и потепления климата / *Каплин П.А., Павлидис Ю.А., Селиванов А.О.*// Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке: XX Междунар. конф., посвящ. 90-летию В.П. Зенковича (4-5 февр. 2000 г.). – Москва. – 2001. – С. 16-28.
14. Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена /*Р.К.Клиге*; отв. ред.: М. Львович, И.Д. Цигельная. – М.: Наука, 1985. – 247 с.

15. Клиге Р.К. История гидросферы / Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. – Москва: Научный Мир, 1998. – 368 с.
16. Клиге Р.К. Современные изменения уровня Мирового океана / Р.К. Клиге // Уровень берега и дно океана. – М.: Наука. – 1978. – С. 136-180.
17. Клочко А.А., Романовская М.А., Гречушникова М.Г. и др. Национальный атлас России. Том 2. Природа и экология./М.: ФГУП "ГОСГИСЦЕНТР" - 2004. -495с. -51с.
18. Лавров С.Б. Глобальная география / С.Б. Лавров, Ю.Н. Гладкий. –Москва: Дрофа, 1999. – 348 с.
19. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия./М.: Издательский центр «МОРЕ» Международного института океана, 2005. – 366 с.
20. Левицкий И.Ю. Геодезия с основами землеустройства / Левицкий И.Ю., Крохмаль Е.М., Реминский А.А. – М.: Недра, 1977. – 256 с.
21. Леонтьев О.К. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое / О.К. Леонтьев // Океанология. – 1970. – Т. 10. – № 2. – С. 27-32.
22. Национальный стандарт Российской Федерации ГОСТ Р ИСО/МЭК 31010 - 2011 «Менеджмент риска. Методы оценки риска»./Москва –Стандартинформ. -2012. –74с.
23. Океанографическая энциклопедия: [пер. с англ.] / [ред. З.И. Мироненко, Л. В. Коваль]. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 631 с.
24. Рудовиц Л.Ф. О колебаниях уровня Балтийского моря / Л.Ф. Рудовиц // Записки по гидрографии. – 1917. –Т. ХLI. – Вып. 2-3. – С. 155-230.
25. Рычагов Г.И. Общая геоморфология: — М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. — 416 с.
26. Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли / Н.С. Сидоренков. – Москва: Физматлит, 2002. – 384 с.
27. Современные глобальные изменения природной среды. – Москва: Научный мир, 2006. – . – Т.1. – 2006. – 696 с.
28. Черкесов Л.В., Иванов В.А, Хартиев С.М. Введение в гидродинамику и теорию волн. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 264 с.
29. Холощев А.В., Подпорин С.А., Курочкин Л.Е. Арктические вторжения и тенденции изменения метеоусловий в океанических регионах умеренного климатического пояса//Труды международной конференции «Science: discoveries and progress III International Scientific Conference. Czech Republic, Karlovy Vary-Russia, Moscow. September 28-29. 2018. 450-460pp..
30. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования// Метеорология и гидрология. – 2010. -№11. –С.5-18.

31. Шуйський Ю. Д. Типи берегів Світового океану. – Одеса: Астропринт, 2000. – 480 с.
32. Cea, L., Stelling, G. and Zijlema, M., 2009. Non-hydrostatic 3D free surface layer-structured finite volume model for short wave propagation. *Int. J. Numer. Meth. Fluids*, 61, p.382-410.
33. Courant R., Friedrichs K.O., Lewy H. On the partial difference equations of mathematical physics // *IBM Journal of Research and Development*. – 1967. –11, Iss. 2. – p. 215 – 234.
34. Cramer, S.C. and Stelling, G.S., 2008. A conservative unstructured scheme for rapidly varied flows. *Int. J. Numer. Meth. Fluids*, 58, p.183-212.
35. Douglas B.C. Global Sea Rise: A Redetermination / B.C. Douglas // *Survey in Geophysics*. – 1997. – Vol. 18. – p. 279-292.
36. Gornitz V., Lebedeff S. Global sea level changes during the past century. In: *sea level Fluctuation and Coastal Evolution//Society for Economic Paleontologists and Mineralogists/ D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard (eds)-1987. – SEPM Special Publication №41.-p.3-16.*
37. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change 2007 / Ed. by Bernstein L. – Cambridge: Cambridge University Press, 2007. – 940 p.*
38. Kallos G., Nickovic S., Jovic D., et al. The Regional Weather Forecasting System SKIRON and its capability for forecasting dust uptake and transport. // *Proceedings of the WMO conference on dust storms. – Damascus, 1–6 Nov. 1997. – p. 9.*
39. Lowrie, W. *Fundamentals of Geophysics. – Cambridge University Press, 2004.-375p.*
40. Mankin M. *Atmospheric dynamics / M. Mankin. – London: Cambridge Univ. press. – 2011. – p. 512.*
41. Mitrovica J.X., Davis J.L. Present-day post-glacial sea level change far from the Late Pleistocene ice sheets: Implications for recent analysis of tide gauge records// *Geophys. Res. Lett.* -1995. -22. -p.2529-2532.
42. Mörner N.-A. Estimating future sea level changes from past records / N.-A.Mörner // *Global and Planetary Change. – 2004. – 40. –p.49–54.*
43. Mörner N.-A. Sea level variability / N.-A.Mörner// *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. – 1995. – 102. – 223-232.*
44. Mörner N.-A. Sea level is not rising / N.-A.Mörner // *Science and Public Police Institute Reprint Series. – Dec.6, 2012. – 26 p.*
45. Nerem R.S., Beckley D.D., Fasullo J.T. Climate-change driven accelerated sea – level rise detected in the altimeter era. // *Proceedings of the National Academy of Sciences (2018).115 (9) p.2022-2025*

46. Peltier W.R., Jiang X. Mantle viscosity, glacial isostatic adjustment and the eustatic level of the sea// *Surveys in Geophysics*. -1997. -18. –p.239-277.
47. Roemmich D. Apparent changes in the climatic state of the deep North Atlantic Ocean / D. Roemmich, C. Wunsch // *Nature*. – 1984. – 307. – p.447-450.
48. Shennan I. A comparison of late Holocene and twentieth-century sea-level trends from the UK and North Sea region / I. Shennan, P.L. Woodworth // *Geophys. J. Int.* – 1992. – 109. – p.96-105.
49. Shuisky Yu.D. The influence of sea-level rise on the natural and cultural resources of the Ukrainian coast / Yu.D. Shuisky // *Changing Climate and the Coast*. – Edited by J.G. Titus. – Washington, DC. – 1990. – Vol. 2. – p. 201 – 219.
50. Shuisky Yu.D. Implications of the Black Sea level rise in the Ukraine / Yu.D. Shuisky // *Proc. SURVAS Expert Workshop on European Vulnerability & Adaptation to Impacts of Accelerated Sea Level Rise*. – Hamburg, Germany: Report Volume. – Edited by A.C. de la Vega-Leinert, R.J. Nicholls & R.S.J. Tol. – Middlesex Univ. Press (UK), 2000. – p.15–22.
51. Trupin F., Wahr J. Spectroscopic analysis of global tide gauge sea level data// *Geophysical Journal International*. – 1990. -100. –p.441-453.
52. Valentin H. Die Küsten der Erde / H. Valentin. – *Ergänzungsheft. Petrogr. Und Geogr. Mitt.*, 1952. – N 246. – 118 p.
53. База данных о среднесуточных значениях модуля скорости ветра на станциях Амдерма, Игарка, Хатаंगा, Мыс Шмидта. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://en.tutiempo.net/climate/ws-232740.html>
54. База данных Результаты реанализа NCEP/NCAR среднесуточных значений приведенного к уровню моря значений атмосферного давления, температуры воздуха на высоте 1000 гПа, а также абсолютной высоты различных значений геопотенциала. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/ncep.reanalysis.dailyavgs/pressur/>
55. База данных о среднемесячных и среднегодовых уровнях морей и океанов у различных участков их побережья. – [Электронный ресурс]. Режим доступа:<http://www.psmsl.org/>
56. Сведения об ИСЗ, поставляющих оперативную информацию о топографии поверхности Мирового океана в GLOSS [Электронный ресурс]. Режим доступа. (www.ceos.org; www.wmo.int/pages/prog/sat/satellitestatus.php)
57. Гансвинд И.Н., Современные космические технологии изучения Земли, как системы.// *Электронные библиотеки*. -2017. –Т.20. -№1. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://ojs.kpfu.ru/index.php/elbib/article/viewFile/189/67>
58. Пантелеев В.Л. Теория фигуры Земли. //М. МГУ. -2000. –[Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://lnfm1.sai.msu.ru/grav/russian/lecture/tfe/node10.html>

59. Пространственное распределение скорости изменения уровня океана по данным TOPEX / Poseidon. – [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.psmsl.org/>
60. Результаты исследований топографии поверхности Мирового океана с использованием ИСЗ Jason, Jason-2, Jason-3 [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://www.nodc.noaa.gov/sog/jason/>
61. Cazenave A. Interannual sea level change at global and regional scales using Jason-1 altimetry / [A. Cazenave, K. Do Minh, J.-F. Cretaux and all] // http://www.aviso.cnes.fr:8090/HTML/information/publication/news/news8/cazenave_fr.html

ЭВОЛЮЦИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОЛЯ ВЕТРА

Выручалкина Т.Ю.^{1,3}, Дианский Н.А.^{1,2,4}, Фомин В.В.¹

¹ Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова

² Институт вычислительной математики РАН

³ Институт водных проблем РАН

⁴ МГУ им. М.В. Ломоносова

Исследованы особенности перестройки приземной циркуляции атмосферы в регионе Каспийского моря по данным реанализа NCEP за 1948–2017 гг. Показано, что изменения уровня Каспийского моря (КМ) связаны с многолетними изменениями в поле приповерхностного ветра в регионе моря, происходящими в результате перестройки атмосферной циркуляции над Евразией. В периоды падения уровня КМ (1948–1976 и 1996–2017 гг.) происходит интенсификация восточных ветров, которые приносят в акваторию КМ сухой и теплый воздух из Средней Азии и способствуют тем самым повышению интенсивности испарения вод КМ. В период роста уровня КМ (1977–1995 гг.) преобладают северные ветры, что способствует уменьшению интенсивности испарения. Поэтому увеличение выноса влажных атлантических воздушных масс в бассейн водосбора КМ сопровождается ослаблением восточных ветров над поверхностью КМ и наоборот. Таким образом, изменения речного стока и испарения являются следствием перестройки глобальной атмосферной циркуляции и действуют в одном направлении по отношению к изменению уровня КМ, практически синхронно способствуя его понижению или повышению.

Введение

Для развития прикаспийского региона важнейшая прикладная и фундаментальная задача – достоверный прогноз поведения уровня Каспийского моря (УКМ). Решение этой задачи невозможно без объективного описания и диагноза фундаментальных причин изменения водного баланса моря. В этом направлении выполнено большое количество работ [1–3, 5–7, 9, 13, 17–18, 20–21, 23–25], как по данным наблюдений, так и с помощью моделирования. Особое внимание уделено изменениям речного притока к морю, температуре воздуха и осадков над акваторией КМ, а также другим характеристикам, как-то облачность, снежный и ледяной покровы и др.

За период инструментальных наблюдений в колебаниях УКМ неоднократно отмечались периоды его спада и подъема, обусловленные сочетанием климатических и антропогенных факторов. В 1929–1941 гг. на значительной территории бассейна водосбора КМ отмечались засушливые условия. Дефицит атмосферных осадков в сочетании с интенсивным испарением с поверхности моря

привели к резкому падению УКМ в среднем со скоростью 16 см/год. В дальнейшем при более умеренных климатических условиях в бассейне Каспия темпы падения УКМ замедлялись. Дефицит баланса к 1977 г. привел к падению УКМ до отметки -29,0 м в Балтийской системе высот (БС) – самой низкой отметке за период инструментальных наблюдений. С начала 1940-х гг. до 1977 г. падение уровня составило 1,24 м. С 1977 г. начался быстрый подъем УКМ, который продолжался в течение 18 лет. В 1995 г. уровень моря достиг своего максимального значения -26,60 м БС, т. е. по отношению к уровню 1977 г. поднялся на 2,4 м (см. также Рис. 3). Это повышение УКМ было не аномальным по своей природе, но самым продолжительным за весь период инструментальных наблюдений. Аналогичные изменения уровня наблюдались как в конце прошлого столетия, так и в начале текущего: с 1862 по 1869 г. и с 1873 по 1878 г. повышение уровня моря достигало, соответственно, около 1,0 и 0,6 м, а с 1914 по 1917 г. и с 1926 по 1929 г. – 0,5–0,6 м. Начиная с 1996 г. по настоящее время в изменениях УКМ отмечается тенденция к его падению, к 2016 г. он понизился до абсолютной отметки -27,9 м БС.

По данным [25] климатообразующие изменения УКМ в XX в. происходили в пределах от -25.0 до -28.0 м БС, и в отсутствии антропогенного влияния к концу века уровень достиг бы отметок на ~1.5 м выше наблюдаемых. Действительно, до 1940 г. роль антропогенных факторов в колебаниях УКМ невелика и оценивается примерно в 2 % [25]. В 1950-х гг. произошло резкое уменьшение притока и падение УКМ, прежде всего за счет снижения стока Волги на заполнение водохранилищ Волжско-Камского каскада. В 1970–80-е гг. приток в КМ уменьшался за счет затрат воды на орошение. С целью уменьшения расходной части водного баланса и поддержания УКМ с 1980 по 1992 г. залив Кара-Богаз-Гол был отделен от моря насыпной дамбой. Регулируемый сток морских вод в залив был восстановлен в объеме 1,5–2,0 км³/год с сентября 1984 г. После ликвидации плотины в залив с 1992 по 1995 г. поступило около 130 км³ морской воды, что привело к некоторому снижению темпов современного повышения уровня Каспия [24].

В [13, 21] показано, что на изменения климата основной стокоформирующей части водосбора Каспийского моря существенное влияние оказывает изменение климата Атлантики, а колебания УКМ теснее всего связаны с осадками предшествующего года, а также двухлетних сумм средних по областям за текущий и предшествующий ему годы, выпавшие в верховьях Волги и Камы. Так, в 1978–1995 гг. развитие процессов циклонической деятельности в Атлантико-Европейском секторе способствовало росту увлажненности в пределах водосборного бассейна Каспийского моря. В это же время отмечено сокращение испарения с акватории Каспия.

Испарение – основная отрицательная составляющая водного баланса и сопоставимо с объемом речного стока, а в отдельные периоды превышает его. Во многом оно определяло дефицит водного баланса с 1880-х гг. до

1977 г. и падение УКМ. По данным [3, 5, 17] с начала XX века до 1940-х гг. отмечалась устойчивая тенденция повышения испарения с водной поверхности Каспия. Наиболее интенсивное испарение отмечено в 1930-е гг. (в среднем 1004 мм) и в первую половину 1970-х гг. (1039 мм). Практически на всех станциях, расположенных в различных частях Каспийского моря, в многолетнем ходе годовых и сезонных величин испарения до второй половины 1990-х гг. прослеживаются статистически значимые тенденции спада [5]. В 1975–1995 гг. интенсивность процессов испарения была значительно ниже предшествующих лет и не превышала нормы (в среднем около 919 мм). В 1996–2010 гг. интенсивность процессов испарения возросла, составляя в среднем 966 мм слоя в год [3].

По данным за 1960–1990 гг. в [5, 15] показано, что между направленными изменениями в интенсивности испарения с водной поверхности и среднегодовых значениях скорости ветра существует тесная причинно-следственная зависимость. Уменьшения испарения с поверхности Каспия в 1975–1995 гг. связано с изменением скорости ветра. Для периода 1960–1980-х гг. выявлена устойчивая статистически значимая тенденция уменьшения модуля скорости приземных ветров на береговых и островных станциях на Каспийском море, а также на водосборах рек Волга и Урал [9, 17]. При этом, указанная закономерность нехарактерна для западного побережья центрального Каспия, что, по-видимому, связано с локальными особенностями атмосферной циркуляции. В [15] показано, что по данным станций восточного побережья центрального Каспия наибольших значений достигают линейные тренды ветров зональных румбов зимой и осенью. Указанная тенденция характерна не только для региона Каспийского моря. На ЕЧР в 1960–1980-е гг. наблюдалось статистически значимое снижение скорости приземного ветра и частоты появления ветров зональных румбов [9, 16]. В Арктике в 1953–1990 гг. скорость ветра по большинству станций уменьшилась примерно на 1 м/с [10].

Объем стока рек и испарение является наиболее значимыми слагаемыми водного баланса моря. При этом большинство работ, посвященных изучению изменению уровня КМ, касались именно влияния речного стока [2, 6, 20, 24]. Однако изменения интенсивности испарения с его поверхности также является даже более важной причиной изменения УКМ, поскольку именно испарение с поверхности КМ компенсирует не только речной сток, но и осадки над его акваторией [3, 20, 24]. Испарение напрямую зависит от скорости приповерхностного ветра, влажности и температуры приповерхностных воздушных масс [15, 17]. При этом скорость и направление ветра являются определяющими для испарения в регионе КМ, т.к. величина скорости ветра напрямую влияет на интенсивность испарения, а от направления притока воздушных масс зависит их температура и влажность. Более того, направление движения воздушных масс также влияет и на осадки над акваторией КМ. В настоящей работе на основе анализа климатических данных современного

атмосферного реанализа изучается влияние изменений скорости и направления приземного ветра над акваторией КМ через фактор испарения на временной ход его уровня.

Изменения ветрового режима над регионом Каспийского моря

Для исследования использовалась база данных атмосферных характеристик из реанализа National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) за период с 1948 по 2017 гг. [28]. Используемые атмосферные характеристики NCEP/NCAR включают в себя глобальные поля скорости западного и южного ветров (м/с) на уровне 10 м, а также атмосферного давления на уровне моря с 6-часовым интервалом по времени. Пространственное разрешение полей этих характеристик составляет по широте и долготе 1.875° . По этим данным были рассчитаны повторяемости ветра по четырем основным румбам восточного (E), северного (N), западного (W) и южного (S) направлений для каждого месяца отдельно и года в целом за весь период с 1948 по 2017 гг. Также были рассчитаны средние поля ветра по выделенным (см. ниже) интервалам.

На Рис. 1 г и д изображены среднегодовые повторяемости и скорости над акваторией КМ ветра по румбам в виде хроноизоплетов с интерполяцией между румбами. Здесь интерполяция позволяет сгладить грубость 4-х румбового представления в направлении скорости ветра. По данным реанализа NCEP/NCAR средний многолетний модуль скорости ветра над морем составляет ~ 4 м/с. В целом за период с 1948 по 2017 гг. среднегодовые повторяемости ветров восточного румба имеют наибольшую повторяемость – свыше 40 %, северного ~ 37 %, восточного и южного по ~ 11 %. До начала 1990-х гг. отмечается тенденция уменьшения скорости ветра для всех направлений, кроме западных румбов. С середины 1990-х гг. среднегодовая скорость ветра растет для восточных и южных румбов. На фоне этих изменений повторяемость процессов антициклонической формы атмосферной циркуляции над морем также имеет выраженную тенденцию спада до начала 1990-х гг., сменившуюся во второй половине 1990-х гг. на рост.

На Рис. 1 (г) и (д) в эволюции ветров над акваторией Каспия по изменениям модуля скорости и доминирующим направлениям ветра выделяются периоды, аналогичные периодам падения (1948–1976 и 1996–2017 гг.) и роста (1977–1995 гг.) уровня КМ (см. Рис. 2). В дальнейшем эти периоды и гг. будем обозначать как I, II и III периоды соответственно. На этом же рисунке вверху показаны среднемноголетние поля ветра для этих же периодов. Из этого рисунка следует, что в период I над акваторией КМ преобладали ветры восточных румбов со средней многолетней скоростью ветра 4,5 м/с (Рис. 1а). В период II произошла резкая смена циркуляции воздуха с наибольшей повторяемостью ветров северного румба со среднемноголетней скоростью не более 4 м/с. По

отношению к характеристикам за I период в это время среднегодовая повторяемость ветров северного румба возросла, а восточного, соответственно, уменьшилась. Среднеголетняя скорость ветров восточных румбов в этот период понизилась в среднем в течение года на ~20 % и составила 3,5 м/с. Более полное представление о характере и структуре многолетних изменений повторяемости и скорости ветра дают среднемесячные данные. Повторяемость ветров южных и западных румбов максимальна в холодные периоды, северных – в летние месяцы, а восточных, наоборот, минимальна в этот сезон. При этом скорости ветров, как и следовало ожидать, больше в осенне-зимний период, чем в весенне-летний для всех четырех румбов. В месяцы максимального испарения с акватории моря (июль-октябрь) [3] повторяемость ветров северных румбов во II период выросла в среднем на ~40 %, а восточных сократилась на 42 %. При этом скорость ветров восточных румбов за июль-октябрь понизилась на ~25 %.

Аномально развитые процессы меридиональной формы циркуляции способствовали увеличению увлажненности территории. В середине 1990-х гг. вновь произошла смена циркуляции воздуха и для периода III над акваторией моря снова отмечаются условия (Рис. 1в), аналогичные периоду I, с преобладанием ветров восточных румбов, скорость и повторяемость которых близка к показателям за I период. Средняя многолетняя скорость в III период составляет ~4 м/с, что на 10 % меньше аналогичной для I периода.

Корреляция между скоростью и повторяемостью ветров как за год, так и за месяц с текущими значениями уровня моря мала, и, как правило, не превышает |0,3|. На Рис. 2 представлена динамика годовой скорости и повторяемости ветров для восточного и северного румбов. Однако, если воспользоваться таким инструментарием, применяемым в гидрологии, как расчет интегрально нормированных значений (т.н. инкремент), то становится очевидным, что изменение повторяемости ветров восточного и северного румбов над акваторией Каспия, скорости ветров восточного румба и колебания уровня имеют тесную связь (Рис. 2). Так корреляция между повторяемостью ветров восточного и северного румбов с колебаниями уровня КМ составляет -0.86 и 0.95, между скоростью и колебаниями уровня -0.72 и 0.5 соответственно. Высокая связь поведения уровня моря с инкрементами ветров объясняется тем, что ветры определяют испарение, которое связано напрямую с производной по времени от уровня моря. А инкременты по своей сути являются интегралами по времени от соответствующих величин. Именно поэтому они, а не исходные величины, и должны быть связаны с ходом уровня во времени [13].

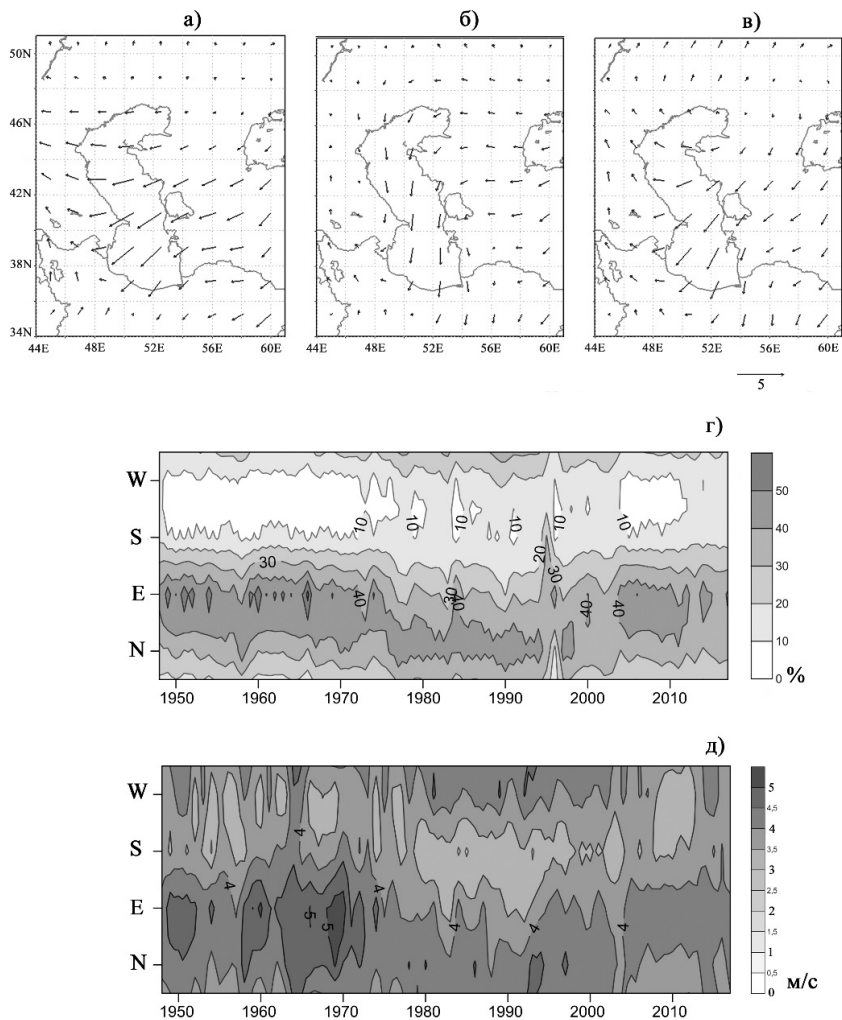


Рис. 1. Эволюция ветрового режима над акваторией Каспийского моря: а) – 1948–1975 г., б) – 1976–1995 г., в) – 1996–2017 г.), среднемесячные повторяемость (г) в % и скорость (д) ветров в м/с по румбам. Масштаб стрелок векторов скорости ветра в м/с помещен под рисунком – в. Шкалы повторяемости в % и скорости ветра в м/с представлены справа от соответствующих рисунков.

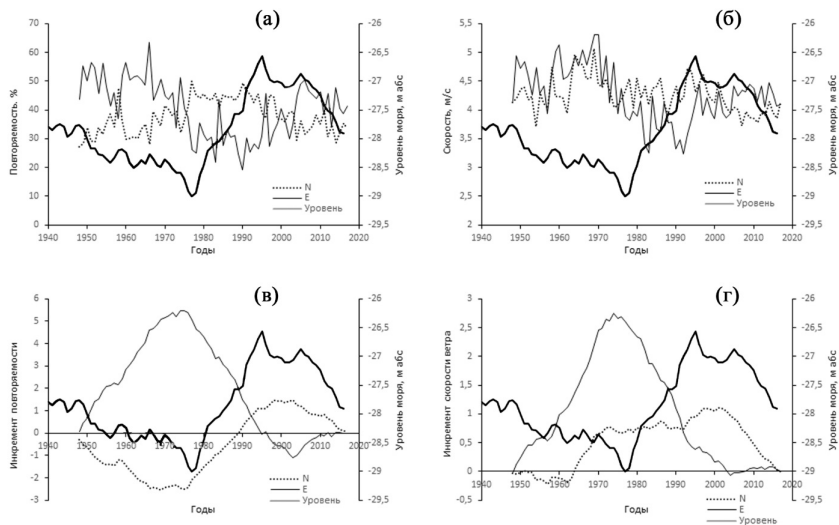


Рис. 2. Изменение повторяемости (а) в % и скорости (б) ветров в м/с восточных (сплошная кривая) и северных румбов (пунктирная кривая), а также их инкременты (в) и (г), соответственно, на фоне изменений УКМ (жирная кривая)

Таким образом, формируя поступление влаги в регион и влагооборот над морем, смена циркуляций над Каспием обуславливает интенсификацию или уменьшение испарения с поверхности моря, и, как следствие, колебания его уровня. Ветры восточного румба приносят в акваторию КМ сухой и теплый воздух из Средней Азии, который способствует повышению интенсивности испарения. Они интенсифицируются в периоды I и III спада уровня КМ и ослабляются в период II его роста. При этом пониженное испарение в период II отмечено на фоне роста температуры воздуха в регионе [21]. Сокращение расходной части водного баланса Каспия в 1976–1995 гг. происходило не только под влиянием антропогенной нагрузки, но обусловлено и климатическими факторами.

Бассейн КМ находится в зоне воздействия влажных воздушных масс, формирующихся над Северной Атлантикой, сухих континентальных воздушных масс из Сибири. В изменениях давления в области формирования Сибирского антициклона (СА) можно выделить аналогичные, представленным выше, периоды его эволюции (Рис. 3). В положительную фазу Североатлантического колебания (NAO) в 1977–1995 гг. отрог СА был смещен севернее. Вследствие этого воздушные массы в область КМ поступали с ветрами северного румба и

над акваторией моря преобладал меридиональный перенос. Взаимная корреляция между среднегодовым давлением для области формирования СА, ограниченной между 40° – 65° с.ш. и 80° – 120° в.д., и среднегодовой повторяемостью ветров зональных и северных румбов равна $|0,4|$, со скоростью ветров восточных румбов -0.45 . Наибольшие значения отмечаются между средним давлением для области СА за июнь-октябрь со среднегодовой повторяемостью ветров зональных $> |0,6|$ и северного $\sim 0,5$ румба, а также с повторяемостью и скоростью ветров зональных румбов за июль-октябрь $|0,5|$. Корреляция между скоростью и повторяемостью ветров восточного румба со значениями индекса NAO, полученными при разложении эмпирической ортогональной функции аномалий давления на уровне моря в Атлантике между 20° – 80° с.ш. и 90° з.д – 40° в.д. [27], составляет -0.4 , а для западных ветров $+0.4$. Со значениями Тихоокеанской декадной осцилляции (PDO) [29] эти корреляции малы, не более $0,3$ по модулю. Для скорости и повторяемости ветров северных румбов значимая корреляция отмечается со значениями Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО) [26] и равна -0.4 . С годами предшествующих лет для значений АМО корреляция увеличивается и достигает максимальных значений через 8 лет. При этом для повторяемости ветров зональных и северных румбов $r = |0,6|$, для их скорости $r = |0,5|$.

Между СА и процессами глобального характера в Северной Атлантике и Тихом океане также отмечаются связи. Так, корреляция между СА за июнь-октябрь и годовыми значениями PDO составляет ~ 0.4 , АМО (-8 лет) ~ 0.5 .

Таким образом, атмосферные процессы над КМ с запада находятся под воздействием Североатлантического колебания, а с востока – Сибирского антициклона и Тихого океана.

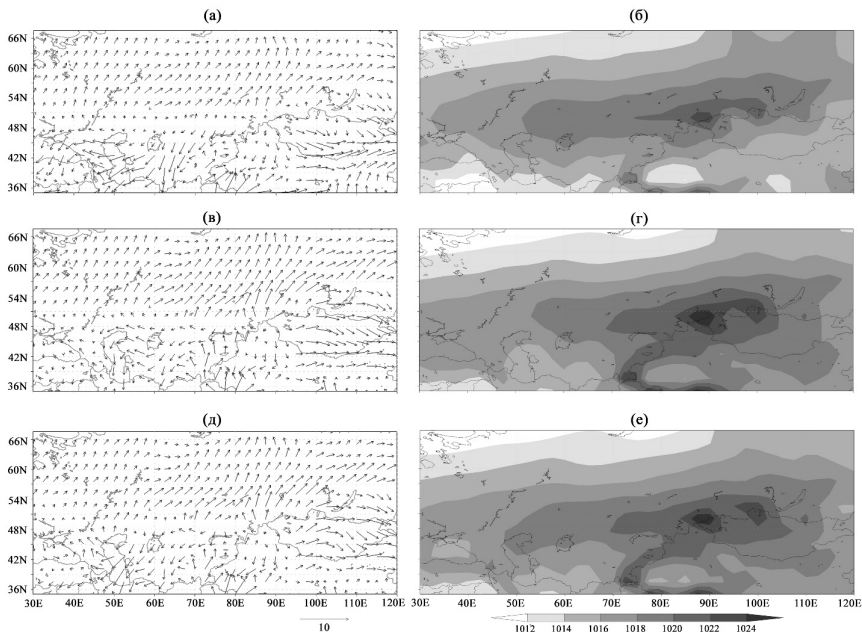


Рис. 3. Средние поля ветра (а, в, д) в м/с и давления (б, г, е) в мБар в области, совокупно охватывающей бассейн Каспийского моря и зону формирования Сибирского антициклона за 1948–1976 (а, б), 1977–1995 (в, г) и 1996–2017 (д, е) гг. Внизу показаны масштаб стрелок векторов скорости ветра и шкала градаций серого для давления.

Выводы

Во временном ходе уровня КМ в 1948–2017 гг. хорошо выражена мультидекадная (квази-шестидесятилетняя) изменчивость (см. Рис. 2). В работе показано, что климатические изменения уровня КМ связаны с многолетними изменениями в поле приповерхностного ветра в регионе этого моря. Для этого исследуются особенности перестройки приземной циркуляции атмосферы в регионе Каспийского моря по данным реанализа NCEP за 1948–2017 гг. Эти изменения в поле приповерхностного ветра связаны с изменениями в интенсивности и конфигурации СА (см. Рис. 3) вызванные перестройкой атмосферной циркуляции над Евразией. Испарение с поверхности КМ находится в существенной зависимости от состояния атмосферной циркуляции. В работе показано, что одним из главных факторов изменений уровня КМ является смена режима ветров над КМ. Ветры восточных румбов приносят в акваторию КМ

сухой и теплый воздух из Средней Азии, который, в свою очередь, способствуют повышению интенсивности испарения. Эти ветры интенсифицируются в периоды I (1948–1976 гг.) и III (1996–2017 гг.) падения уровня КМ и ослабевают в период II (1977–1995 гг.) его роста, когда превалируют северные ветры. В результате в период II происходит уменьшение интенсивности процессов испарения.

Наряду с испарением на ход уровня КМ влияет речной сток. В работе мы не касались этой проблемы, поскольку связь речного стока с ходом уровня КМ изучалась во многих, в том числе и наших, работах [2–3, 6, 13, 20–21, 23, 24]. Однако необходимо отметить, что как было сказано выше, процессы НАО и СА антикоррелированы во времени. Поэтому увеличение выноса влажных атлантических воздушных масс в бассейн водосбора КМ в период II сопровождается ослаблением восточных над поверхностью КМ. Обратные процессы наблюдаются в периоды I и III. Таким образом оба климатических фактора – изменение речного стока и испарения – с точки зрения изменения уровня КМ действуют согласованно, практически синхронно, способствуя его понижению и повышению. Необходимо в дальнейшем изучить относительные вклады этих процессов в изменение хода уровня КМ. При этом они оба являются следствием перестройки глобальных атмосферных процессов.

Проведенные сопоставления временной изменчивости уровня и пространственно-временной изменчивости процессов, делающих основной вклад в формирование водного баланса КМ еще раз подтвердили их климатическую обусловленность, на фоне которой влияние второстепенной деятельности на гидрометеорологический режим моря носит второстепенный, хотя и ощутимый характер. Смена атмосферных циркуляционных эпох, определившая изменение направления и скорости перемещения воздушных масс, является главным фактором изменения уровня КМ.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-17-01295.

EVOLUTION OF THE CASPIAN SEA LEVEL UNDER THE INFLUENCE CLIMATIC CHANGES OF THE WIND FIELD

Vyruchalkina T. Yu., Diansky N.A., Fomin V.V.

The features of the surface atmospheric circulation restructuring are investigated in the Caspian Sea region according to the NCEP reanalysis for 1948–2017. It is shown that the Caspian Sea (CS) level changes are associated with long-term near-surface wind changes over the sea, resulting from the atmospheric circulation restructuring over Eurasia. During the periods of CS level drop (1948–1976 and 1996–2017), eastern winds intensify bringing dry and warm air from Central Asia to the CS

area and thereby increasing evaporation rate from the CS. During the period of CS level rise (1977–1995), northern winds prevail leading to decreasing evaporation rate. Therefore, an increase in the transport of humid Atlantic air masses into the CS watershed basin is accompanied by a weakening of east winds above the CS and vice versa. Thus, changes in river discharge and evaporation are consequences of the global atmospheric circulation restructuring and act in the same direction with respect to the CS level changes, almost synchronously contributing to its decrease or increase.

Литература

1. Арпе К., Бенгтссон Л., Голицын Г.С., Мохов И.И., Семёнов В.А., Спорышев П.В. Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря // Доклады РАН. 1999, Т.366, № 2. С. 248–252.
2. Будыко М.И., Ефимова Н.А., Лобанов В.В. Будущий уровень Каспийского моря // Метеорология и гидрология. №5. 1988. С. 86-94
3. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз. – М.: Триада лтд, 2016. – 378 с.
4. Выручалкина Т.Ю., Филатов Н.Н., Дианский Н.А., Гусев А.В. О прогнозе многолетних изменений уровня воды крупных озёр // Труды Карельского научного центра Российской Академии наук. 2016. № 9. С. 3-16.
5. Георгиевский В.Ю. Голубев В.С. Испарение с поверхности Каспийского моря и его многолетняя изменчивость / Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 2003. С. 230-238.
6. Голицын Г.С., Раткович Д.Я., Фортус М.И., Фролов А.В. О современном подъеме уровня Каспийского моря// Водные ресурсы. 1998. Т. 25. №2. С. 133-139.
7. Казанский А.Б. Возможный подход к прогнозу возрастания уровня Каспийского моря// Доклады Академии наук. 1994. Т.338, №4. С. 531–537.
8. Малинин В.Н. Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб.: Изд. РГГМИ, 1994. 160 с.
9. Мещерская А.В., Гетман И.Ф., Борисенко М.М., Шевкунова Э.И. Мониторинг скорости ветра на водосборе Волги и Урала в XX веке // Метеорология и гидрология, 2004, № 3, С. 83-97.
10. Мещерская А.В., Еремин В.В., Баранов А.А., Майстрова В.В. Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным // Метеорология и гидрология, 2006, № 9, С. 46-58.

11. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Латиф М., Роекнер Э. Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями атлантической термохалинной циркуляции по долгопериодным модельным расчетам// Доклады Академии наук. 2008. Т. 419. №5. С. 687-690.
12. Мохов И. И., Смирнов Д. А., Карпенко А. А. Оценки связи изменений глобальной приповерхностной температуры с разными естественными и антропогенными факторами на основе данных наблюдений// Доклады Академии наук. 2012. Т.443, №2. С. 225-231.
13. Панин Г.Н., Выручалкина Т.Ю., Соломонова И.В. Воздействие Северной Атлантики на гидрологический режим бассейна Каспийского моря // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 442–452.
14. Панин Г.Н., Выручалкина Т.Ю., Соломонова И.В. Климатические изменения в Арктике, Северной Атлантике, районе Каспия и их взаимосвязь // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 1. № 1. С. 183-210.
15. Панин Г.Н., Дзюба А.В. Современные изменения вектора скорости ветра и интенсивности испарения с поверхности Каспийского моря // Водные ресурсы, 2003, Т. 30, № 2, С. 198-207.
16. Панин Г.Н., Дзюба А.В. Изменение скорости и направления ветра от Арктики до Каспийского моря как проявление современных изменений климата // Водные ресурсы, 2006, Т. 33, № 6, С. 737-753.
17. Панин Г.Н., Дзюба А.В., Осипов А.Г. О возможных причинах изменения испарения за последние десятилетия в районе Каспийского моря // Водные ресурсы, 1991, № 3, С. 5-16.
18. Панин Г.Н., Дианский Н.А. О связи колебаний уровня Каспийского моря и климата Северной Атлантики// Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 304–316.
19. Панин Г.Н., Дианский Н.А., Соломонова И.В., Гусев А.В., Выручалкина Т.Ю. Оценка климатических изменений в Арктике в XXI столетии на основе комбинированного прогностического сценария // Арктика: экология и экономика. 2017. № 2 (26). С. 35-52.
20. Панин Г.Н., Мамедов Р.М., Митрофанов И.В. Современное состояние Каспийского моря. – СПб: Наука, 2005. – 356 с.
21. Панин Г.Н., Соломонова И.В., Выручалкина Т.Ю. Режим составляющих водного баланса Каспийского моря // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 5. С. 488–495.
22. Семенов В.А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера - арктические льды – океан // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 1. № 1. С. 232-248.
23. Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Архипкин В.С., Никонова Р.Е. Многолетняя изменчивость гидрологического режима Каспийского моря в связи с

- вариациями климата // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2011. № 2. С. 62-71.
24. Фролов А.В. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. М.: ГЕОС, 2003. 174 с.
 25. Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю. Влияние хозяйственной деятельности на водный баланс и изменение уровня Каспийского моря / Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 2003. С. 267-277.
 26. Enfield, D.B., A.M. Mestas-Nunez, and P.J. Trimble, 2001: The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S.// *Geophys. Res. Lett.*, 28: 2077-2080.
 27. Hurrell, J.W. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation// *Science*. 1995. Vol. 269, pp.676-679.
 28. Kalnay et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470, 1996.
 29. Zhang, Y., J.M. Wallace, D.S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate*, 10, 1004-1020.

К ОЦЕНКЕ СРЕДНЕГОДОВОГО УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ: ИНФОРМАЦИОННАЯ ОСНОВА, ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Борисов Е.В., Ермаков В.Б., Никонова Р.Е.

Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова

Начиная с 1995 года, регулярных экспедиционных наблюдений в открытой части Каспийского моря практически не проводилось. Поэтому современные исследования Каспия фактически полностью сконцентрированы на изучении и моделировании колебаний наблюдаемого на побережье уровня моря, которые в известной мере являются показателями изменений его гидрологического режима. Среднегодовой уровень Каспия в рамках методики ГОИН а рассчитывается по данным наблюдений на четырёх станциях. Ниже приведен краткий анализ результатов расчётов среднегодового уровня Каспийского моря. Особенности методики расчётов и анализа приведены с использованием в основном данных наблюдений на ГМС Баку. Показано, что периодический состав временного ряда уровня моря остаётся постоянным на протяжении периода его регулярных измерений, что может иметь общее значение для оценки климата.

Введение

Колебания уровня Каспийского моря (УКМ) имеют различные пространственно-временные масштабы. В связи с задачами развития экономики региона особое значение имеют однонаправленные многолетние (год и более) изменения УКМ, связанные со сгонно-нагонными явлениями. Последние имеют локальный характер, случаются редко и продолжаются в пределах нескольких суток. Судя по имеющейся информации, амплитуда тех и других колебаний достаточно велика, но долговременные значительные изменения УКМ постепенно приводят к ощутимым материальным потерям и потому представляют больший практический интерес. Сравнительно недавняя история потерь во время устойчивого роста среднегодового УКМ в течение 18 лет (с 1977 по 1995 гг.) служит тому доказательством. Поэтому основное внимание уделяется многолетнему ходу среднегодовых значений УКМ. В научной литературе эта тенденция тоже заметна хотя бы потому, что исследованием многолетних колебаний УКМ ныне занимаются специалисты по меньшей мере полутора десятков институтов различных ведомств. Результаты этих исследований привели к утверждению решающей роли климатических процессов в формировании колебаний УКМ. Геологи утверждают, что важную роль в формировании значительных колебаний УКМ играют процессы смещения континентальных плит и

добыча углеводородного сырья. С этими процессами связано образование подземных пустот и их заполнение водой, которая в определённые периоды может вытесняться. Судя по имеющейся информации, процессы смещения геологических плит активны в масштабах сотен и тысяч лет, на фоне которых продолжительность периода инструментальных наблюдений за уровнем Каспия относительно мала. С другой стороны, следует иметь в виду, что средняя часть Каспия расположена в зоне геологического разлома, где землетрясения нередки, так что риск внезапных крупномасштабных возмущений УКМ и сейсмических колебаний прибрежной суши и морского дна тоже могут иметь значение [2]. Более того, известно, что в районе Апшеронского п-ва расположена аномалия силы тяжести, которая приводит к стационарному смещению УКМ, растущего по мере приближения к берегам Северного и Южного Каспия приблизительно до 15 м (Рис.1) [3].

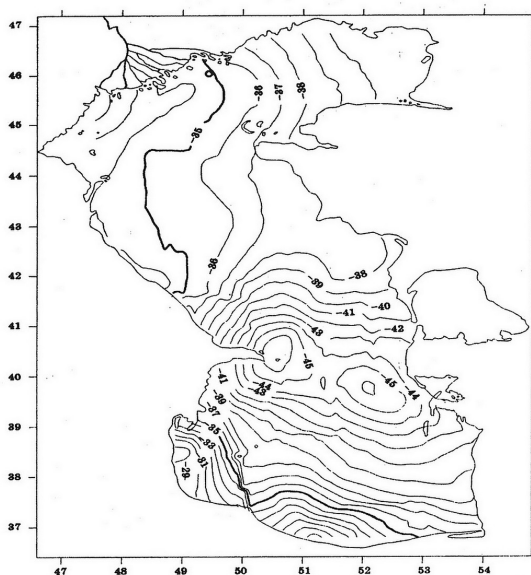


Рис. 1. Средняя многолетняя (1992-2012 гг.) высота морской поверхности Каспия (м) относительно геоида [3]

Приведенный рисунок сопровождается в [3] рекомендацией отсчитывать колебания уровня от приведенной карты распределения высоты УКМ относительно поверхности геоида. Это, по всей видимости, имеет все основания быть правильным, но современная практика определения колебаний уровня Каспия связана с использованием в качестве отсчётного уровня постоянной его отметки, равной -28 м БС. Оставим этот вопрос без обсуждения, поскольку все приведенные в различных публикациях результаты получены с использованием отметки -28 м БС в качестве нулевой.

Некоторые результаты исследования многолетних колебаний УКМ следует упомянуть в связи с последующим анализом. В хронологическом порядке упомянем монографию Б.А. Шлямина [20], который использовал результаты работы Л.С. Берга по восстановлению хронологии многолетнего изменения УКМ, которая опиралась в основном на результаты, собранные в Азербайджане. Шлямин продолжил ход уровня до 2050 г., правильно оценив общую его тенденцию. Автор обратил внимание на цикличность колебаний уровня и изменений теплового климатического фона Каспийского региона продолжительностью в 30–35 лет, на которую указывали жители Гурьева ещё в XVIII веке [20]. Он назвал эту цикличность «брикнеровской», поскольку в 1890 г. её количественно подтвердил русский учёный Брикнер, обработав огромный объём материалов наблюдений и документов. Специалисты, занимающиеся изучением влияния космических процессов на формирование многолетних колебаний уровня Каспия в связи с изменениями годовых объёмов улова рыбы, тоже приводят свои результаты. Авторы этих работ, исследуя цикличность многолетних колебаний уровня Каспия, указывают на существование цикла, приблизительно равного 90 годам. При этом Н.Н. Соловьёва утверждает, что эти колебания ответственны за 90 % дисперсии годового уровня Каспия [15]. Ниже будет приведено подтверждение существования этого цикла. Кроме того, в связи с отмеченными выше исследованиями морских биологов, упомянем монографию Л.В. Соколова [16], который указывает, что в течение последних 200 лет по данным палеоэндрологических исследований наблюдалось 6 тёплых и 6 холодных периодов продолжительностью 60–90 лет. В этой монографии он ссылается на публикацию другого биолога Л.Б. Кляшторина [6], приводя графики многолетних колебаний индекса атмосферной циркуляции типа W по Вангенгейму и скорости вращения Земли. Приведенные графики практически параллельны.

В связи с этим упомянем диссертационную работу В.С. Тужилкина [17], который показал, что колебания среднегодового УКМ практически параллельны графику изменения годовой повторяемости W-индекса атмосферной циркуляции по Вангенгейму. При этом он утверждал, что резкие изменения направленности этих кривых сопровождаются относительно небольшими участками

перенастройки характера колебаний УКМ, имеющих случайный характер. Этот факт допускает возможность существования единой причины изменений климата планеты и колебаний уровня Каспийского моря. Н.С. Сидоренков [14] доказывает, что главная роль в этой паре колебаний принадлежит колебаниям климата планеты. В этой связи упомянем работы В.Н. Малинина, который, используя параметры изменчивости состояния атмосферы в районе Норвежского моря в качестве предикторов, с завидной точностью имитировал многолетний ход УКМ [3]. В этом контексте следует также сослаться на статью С.С. Лапшо и Ю.А. Ревы [8], которые доказывают, что колебания уровней Каспия, Чёрного и Азовского морей имеют много общего, включая общее происхождение. При этом они аппроксимируют временной ход уровня в этих морях несколькими периодичностями, в числе которых есть периоды в 110, 200 и 650 лет. Добавим к приведенной информации утверждение В.Н. Михайлова о том, что процесс формирования колебаний УКМ протекает на фоне стационарного геофизического равновесия [19].

Большинство специалистов, занимающихся исследованиями уровня Каспия, указывают на приблизительный характер периодов, выявляемых в процессе изучения колебаний УКМ: строгих периодичностей не существует. Но обратим внимание на тот факт, что присутствие во временном ходе различных климатических параметров атмосферы и океана 60-летней периодичности упоминается большинством современных специалистов – климатологов. Однако не стоит забывать, что далеко не весь используемый временной ряд УКМ построен по данным регулярных гидрометеорологических наблюдений на береговых постах и что краткость периода более-менее надёжных наблюдений с применением спутниковой альтиметрии ещё не позволяет использовать их в качестве независимой основы для серьёзного анализа.

Обзор научных исследований по изучению вопросов формирования колебаний УКМ не является целью настоящей статьи. Поэтому ограничимся приведенной информацией, которая, на наш взгляд, достаточна для дальнейшего изложения материала.

Информационная основа и общие аспекты анализа

Исследования проведены на основе данных наблюдений береговых гидрометеорологических станций. Для этих целей в ГОИН^е в рамках исследования водного баланса Каспийского моря в настоящее время используются данные четырёх береговых станций: Махачкала, Баку, Форт-Шевченко и Туркменбаши. Продолжительность используемого ряда регулярных наблюдений за уровнем моря на Каспии составляет 180 лет, начиная с 1837 г. по 2017 г. Так как продолжительность наблюдений в каждом из указанных пунктов различна, для расчётов использовались данные наблюдений на ГМС Баку, которые не

прекращались в течение указанного периода (и продолжают в настоящее время). Кроме того, ещё раз обратим внимание на то, что временной ряд УКМ, построенный Бергом для времени, предшествующего периоду регулярных наблюдений, базируется на данных, собранных в основном в Азербайджане.

Чтобы оценить возможности анализа колебаний уровня на фоне случайных помех в исследуемом диапазоне масштабов, рассмотрим точность представления используемой информации. Она состоит из следующих элементов: точность установки нуля поста, точность регистрации уровня при выполнении наблюдений и точность расчёта средней величины годовых колебаний УКМ. Точность регистрации уровня включает оценки точности измерений с помощью используемого приборного средства и величину ошибки наблюдателя. Ошибка наблюдателя важна в основном при наблюдениях по рейке, что в нашем случае важно на начальной стадии периода регулярных измерений и формирует относительно высокочастотный «шум». Надеемся, что прибор регистрирует уровень с точностью, не выходящей за пределы 1 см. Точность установки нуля уровня поста составляет 4–5 см [3].

Точность расчёта средней высоты уровня зависит от величины её среднеквадратического отклонения σ и равна $t\sigma/\sqrt{n}$, где t – критерий Стьюдента, а n – число определений высоты уровня, используемых в расчёте (эта формула общеизвестна). Поскольку нас интересует влияние внутригодовой изменчивости, можно для наших целей воспользоваться оценкой допустимой ошибки прогноза среднегодового УКМ [3], которая рассчитывается как оценка влияния естественной внутригодовой изменчивости УКМ на результат расчёта среднегодовой высоты уровня моря. В среднем она составляет около 14,5 см в Махачкале и 15,3 см в Баку [3]. Её изменчивость на площади моря относительно велика [3].

Следует отметить, что различные оценки амплитуды колебаний УКМ и его дисперсии как в различных источниках, так и, зачастую, в одной и той же монографии, но в разных таблицах, заметно различаются. Иногда можно догадаться, что это разные величины, вычисляемые по-разному. Но методика их расчёта обычно не представлена, поэтому основная трудность остаётся за выбором. Особенно сложно дело обстоит с относительно высокочастотными колебаниями, формирующими величину дисперсии при расчёте среднегодового УКМ. Так, амплитуда стонно-нагонных колебаний вообще рассчитывается относительно среднего уровня за месяц, предшествующий нагону (или сгону), что не всегда целесообразно. Кроме того, например, оценка максимальной амплитуды приливных колебаний УКМ, приведенная в [3], составляет 16 см, а в [1] даётся оценка той же характеристики, равная 25 см.

Ещё больше различаются оценки колебаний уровня при стонно-нагонных явлениях, но эти явления вообще довольно редки и не влияют на точность

расчёта среднегодового уровня Каспия. Более устойчивое влияние на колебания уровня оказывают изменения плотности воды, но они различаются в различных публикациях в 10 раз. Получается, что суммарная ошибка расчёта среднегодового УКМ в отдельных случаях превосходит величину годового приращения уровня, а в среднем приближается к ней [3].

Возникает парадокс, связанный с прогнозом величины, ошибка определения которой зачастую превосходит её. Поэтому естественно стремление избавиться от влияния высокочастотных составляющих колебаний уровня, в оценке амплитуды которых нет общего согласия.

Даже первое знакомство с научными публикациями по исследованию колебаний УКМ показывает явный крен интереса авторов работ в сторону имитации временных рядов среднегодовых значений УКМ. С другой стороны, анализ распределения энергии колебаний уровня по частотам показывает, что наиболее устойчивым и выраженным максимумом энергии в спектре УКМ является годовой пик его спектральной плотности (Рис. 2) [3, 4, 5, 9].

Однако известные правила осреднения временных рядов содержат рекомендацию по выбору длины весовой функции фильтра в области спектра, содержащей минимум спектральной плотности, поскольку осреднение с масштабом максимума энергии приводит к наибольшему искажению результата, что прямо следует из приведенной выше формулы для оценки ошибки расчёта средней величины. Поэтому сделанный выбор среднегодового УКМ в качестве объекта исследования представляется несколько опрометчивым. Но поскольку все известные нам работы этого профиля опираются на временной ряд среднегодовых значений УКМ, у нас фактически нет другого выбора.

Отметим, что по оценкам прогнозистов точность прогноза сильно зависит от его заблаговременности. Так, если допустимая ошибка для Баку при заблаговременности прогноза, равной году, составляет 15,3 см, то при прогнозе с заблаговременностью 6 лет она возрастает до 26 см [3].

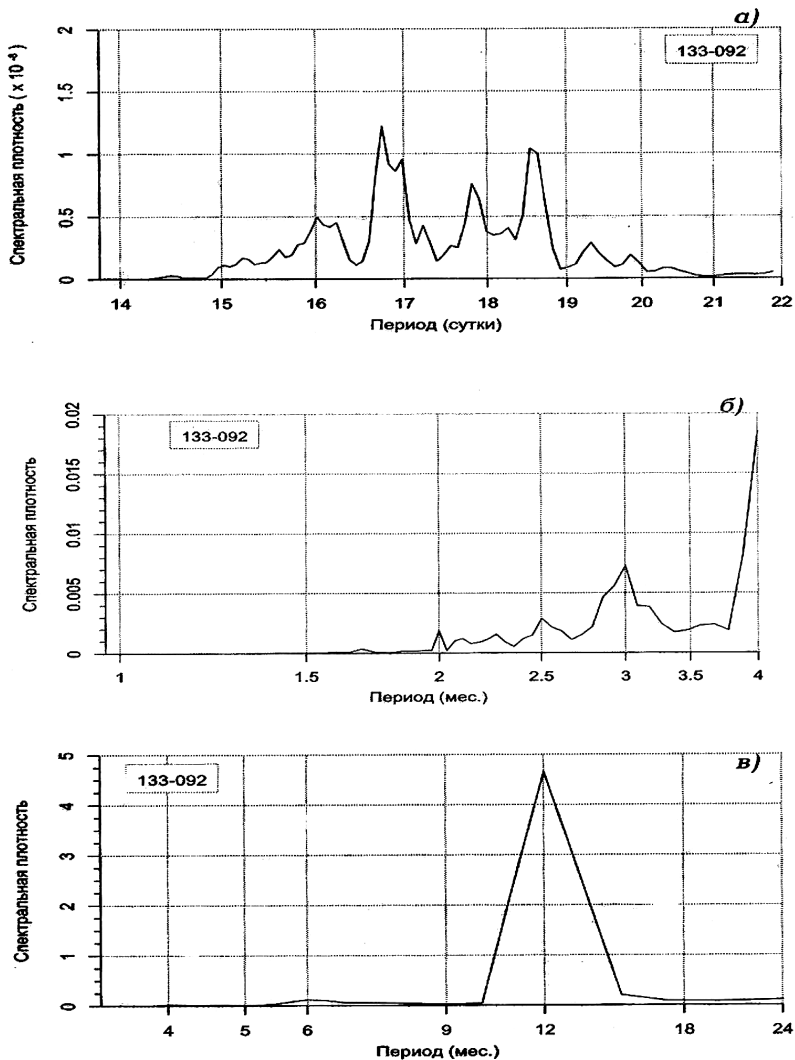


Рис. 2. Спектральные плотности УКМ в различных диапазонах периодов (от 14 суток до 2 лет) [9]

Существует ещё антропогенное воздействие на УКМ, связанное с водопользованием в бассейне Каспия. Оно оценивается как случайное отклонение от оценки среднегодового УКМ в пределах 4–7 см [3, 19]. Опыт показывает, что

приведенные оценки вообще носят более качественный, чем количественный характер. Улучшение качества прогнозов УКМ лежит не в сфере научных изысканий, а в области мер, направленных на восстановление и современное качественное оснащение береговой наблюдательной сети Росгидромета. При этом достойное внимание должно быть уделено спутниковой информации. И должен быть налажен серьёзный анализ результатов наблюдений. Без этого прогнозы колебаний уровня Каспия не станут точнее.

Перейдём к моделированию многолетних колебаний уровня Каспийского моря. Сценарий исследования периодической структуры временного ряда включает три элемента: предварительный анализ периодического состава ряда, определение оптимальных значений амплитуды и фазы составляющих и проверка результатов.

Важным звеном процесса обработки и анализа временного ряда также является выбор оптимального фильтра. Для предварительного анализа периодического состава колебаний УКМ применялось Фурье-разложение в пределах периода инструментальных наблюдений за уровнем Каспийского моря (1837–2017 гг.). Для этого был использован временной ряд среднемесячных значений УКМ, полученный по наблюдениям на ГМС Баку. Методика анализа Фурье подробно изложена в ряде публикаций и не требует дополнительного описания. Первоначально проводилась фильтрация (вычитание) линейного тренда. В ходе дальнейшего анализа ряда были получены две уже упомянутые выше периодические составляющие временного ряда колебаний уровня в доступном диапазоне периодов: приблизительно 65 и 96 лет. Амплитуда остальных, более высокочастотных составляющих оказалась в среднем значительно меньшей.

Далее для поиска оптимальных значений амплитуды и фазы основных периодических составляющих ряда использовалась методика, основанная на применении метода наименьших квадратов отклонения, вычисленных от наблюдаемых значений УКМ. Эта методика была разработана французским астрономом Прони в 1793 г. и описана в публикации Соловьёвой [15]. В последней работе, посвященной сопоставлению динамики хода УКМ и известных циклов солнечной активности, как уже указывалось нами выше, особо отмечено, что не менее 90% дисперсии ряда наблюдений УКМ, после исключения линейного тренда можно описать гармоникой близкой к 90-летней.

Далее возник естественный вопрос: а что будет с результатами расчётов, если учесть предысторию периода регулярных измерений УКМ? Ответ на этот вопрос предполагает проведение анализа ряда, составленного из кривой, построенной Бергом для периода с 1506 г. до начала регулярных наблюдений уровня, и уже исследованного фрагмента ряда. Анализ совмещённых рядов показал, что появился ряд составляющих, как совпадающих с полученными ранее, так и других, относительно высокочастотных, но имеющих малую

амплитуду. Кроме того, при увеличении длины ряда в прошлое составляющая с меньшим периодом (65 лет) почти не менялась, а период составляющей в промежутке от 90 до 100 лет, обнаруживал тенденцию к увеличению.

Максимальную амплитуду, даже относительно двух указанных выше гармоник, имела составляющая с периодом, близким к длине ряда. Это свидетельствует о том, что низкочастотная изменчивость УКМ имеет доминирующее значение. Точно определить её период не представляется возможным, поскольку длина имеющегося ряда для этого мала. Анализ Фурье суммарного ряда по изложенной методике показал близость низкочастотного периода к 735 годам, но эта оценка имеет явно приближённый характер. Однако её фаза такова, что участок кривой, имеющий квазилинейный характер, лежит в области ряда, приходящейся на период регулярных наблюдений за УКМ. Поэтому его аппроксимация линейным трендом на участке регулярных измерений не приводит к существенным искажениям характеристик выявленных ранее периодичностей на этом участке.

Окончательно были получены следующие характеристики составляющих имеющегося временного ряда УКМ. Суммарный размах колебаний уровня, даваемый тремя слагаемыми (в порядке уменьшения их периода) и «шумом невязки» в пределах всего моделируемого ряда, составляет величину порядка 8 метров $H = 2 (2.5 + 0.9 + 0.4 + 0.2)$, в соотношении $\sim 62,5 \% + 22,5 \% + 10 \% + 5 \%$. При этом «шум», имеет относительно малую амплитуду (0.2 м). На Рис. 3 видно, что аппроксимация хорошо соответствует наблюдавшемуся ходу УКМ в области регулярных измерений.

Среднеквадратическое отклонение от измеренных значений уровня составляет величину $\sigma = 0.25$ м. При этом возникает несколько вопросов, связанных с техникой вычислений. Первый из них касается возможности учёта отличия линейного тренда, образуемого долгопериодной квазипериодической составляющей, от её реальной формы. Судя по рисунку, это отличие в период проведения регулярных измерений невелико. Для оценки этого отличия за пределами названной зоны пришлось продлить расчёт модельного уровня вперёд, сделав попытку прогноза УКМ на некоторый срок с учётом линейной и периодической аппроксимации тренда. Результат этой попытки также изображён на Рис. 3. Видно, что вплоть приблизительно до 2040 г. предвычисленные кривые не выходят за пределы амплитуды «шума», которая может служить некоторой оценкой предельной точности расчёта. А далее прогнозируемые кривые резко расходятся. При этом обе они образуют минимум УКМ приблизительно в 2040 г. Их расхождение показывает влияние не только самого тренда на результат предвычисления, но и влияние способа его аппроксимации.

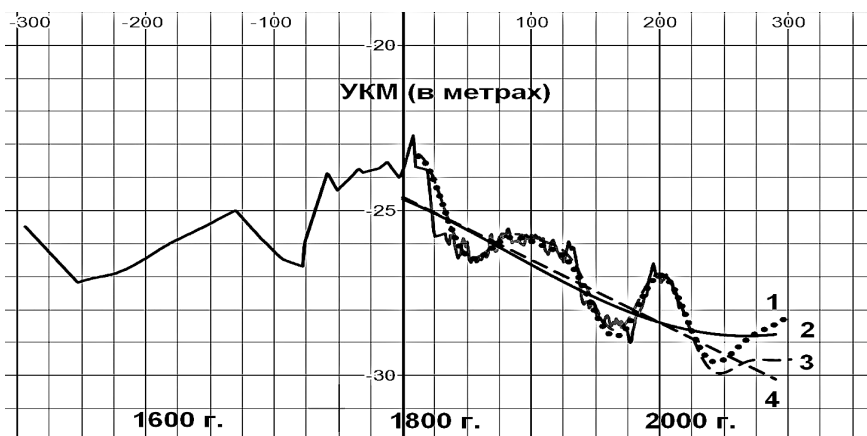


Рис. 3. Аппроксимация УКМ в области регулярных наблюдений 1837–2016 гг. тригонометрическим полиномом с периодами гармоник $T_1 = 65$ лет и $T_2 = 96$ лет. Кривые 1 и 3 соответствуют модельному расчету УКМ с двумя вариантами учета многолетнего тренда в виде гармоники с периодом $T_3 = 735$ лет (кривая 2) и линейной зависимости (кривая 4).

Следует особо сказать о данных по УКМ в т.н. области «исторических» значений 1506–1836 гг. На Рис. 4 видно, что при их учете в аппроксимации по методу Прони, две младшие гармоники тригонометрического полинома получаются с периодами $T_1 = 136$ лет и $T_2 = 360$ лет и совсем не соответствуют аппроксимации в области регулярных наблюдений 1837–2016 гг. (Рис. 3). В этом их несоответствии, на наш взгляд, кроется одна из причин ошибочности спрогнозированного авторами ряда современных научных работ повышения УКМ после 2000 г., в то время как реально наблюдалось его понижение.

Здесь нужно отметить, что если рассматривать не весь период исторических наблюдений, а принять, как условно надежные, результаты за сто лет, предшествующие регулярным наблюдениям (то есть, начиная с 1737 года), то именно эти данные хорошо стыкуются с регулярными и дают возможность получить общую аппроксимацию не хуже, чем для периода регулярных наблюдений.

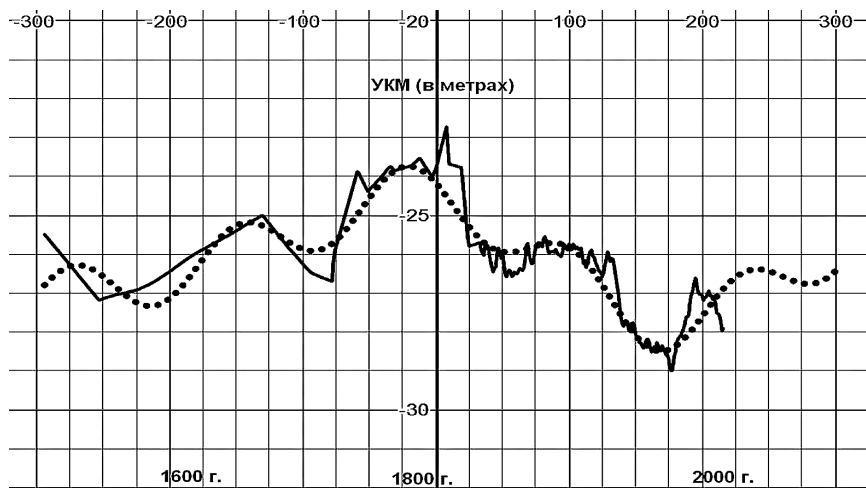


Рис. 4. Результат аппроксимации УКМ тригонометрическим полиномом с использованием исторических данных 1506–2016 гг.

В этой связи заслуживает внимания 140-летний участок данных по УКМ с 1783 по 1923 гг. тем, что по нашим расчетам именно он является ядром цикла автотомельности. Под этим подразумевается то, что его две главные гармоники (близкие к описанным выше 65 и 96-тилетним) сохраняются и доминируют вплоть до конца ряда наблюдений УКМ, то есть, во многом определяют ход уровня еще почти на сто лет вперед. Этому аспекту исследования УКМ планируется посвятить отдельную работу.

Полученный результат позволяет сделать несколько предварительных выводов. Первый вывод связан с тем, что при выполнении вычислений периодический состав ряда не был никоим образом изменён, и совпадение модельного и реального рядов в пределах периода регулярных измерений оставалось вполне приемлемым. Таким образом, влияние самой низкочастотной периодичности, минимальное в пределах именно этого периода, может оказаться определяющим на других отрезках времени, поскольку амплитуда низкочастотной составляющей максимальна по сравнению с другими. Отметим ещё раз, что в пределах периода регулярных измерений УКМ частотный состав его колебаний не изменялся. Этот период включает в себя не только отрезок времени роста УКМ с 1976 по 1995 гг., но и весь период предполагаемого влияния повышения концентрации CO_2 на климат планеты. Периодическая структура нашего ряда неизбежно изменилась бы, если бы в неё вмешалось воздействие роста концентрации CO_2 , поскольку УКМ формируется суммарной величиной

осадков на обширной площади водосбора, влиянием атмосферной циркуляции и теплового режима атмосферы в пределах крупной части северного полушария [10]. Их изменения складываются под влиянием глобальных процессов, которые вроде бы испытывают заметное влияние роста концентрации CO_2 . Стало быть, можно сделать вывод об отсутствии какого-либо влияния CO_2 на весь комплекс климатических процессов глобального масштаба, формирующих колебания УКМ.

Дистантные связи УКМ с ходом климатических процессов на акватории Норвежского моря, выявленные В.Н. Малининым, и результаты, полученные другими авторами, упомянутыми выше, в определённой мере подтверждают этот вывод. Кроме того, в пределах продолжительного периода времени, включающего период регулярных наблюдений за УКМ, остаётся постоянным не только частотный состав временного ряда, но в определённых пределах сохраняются и характеристики периодических составляющих временного ряда, амплитуда и фаза, что говорит об устойчивом автомодельном характере его колебаний, по крайней мере, в течение доступного для анализа промежутка времени, исчисляемого сотнями лет. В противном случае их изменения были бы явными.

Малая продолжительность наблюдений за уровнем мешает сделать этот вывод уверенно. Однако если увеличить длину ряда назад по временной шкале далее 1728 года, когда, судя по всему, уже не проводилось сколько-нибудь надежных наблюдений за УКМ, то сходство модельного уровня с наблюдаемым на отрезке времени, включающем периоды регулярных наблюдений за УКМ, полностью нарушается. Поэтому следует ожидать, что заблаговременность прогноза УКМ по его текущему ходу имеет ограничение. Судя по результатам анализа, заблаговременность может оказаться зависящей от фазы самого продолжительного периода. Именно устойчивость периодической структуры колебаний уровня на анализируемом отрезке времени и есть то, как понимается автомодельность временного хода УКМ в нашем случае. Мы намеренно не берёмся за анализ временного ряда УКМ, сформированного на основе палеогеографических наблюдений, поскольку в этом случае явно выражена возможность произвольных допущений.

Анализ показал, что наиболее устойчивыми являются колебания с периодом вблизи 60 лет. Кроме них, заметен менее устойчивый максимум спектра с периодом около 30 лет, который имеет малую амплитуду и потому включён в состав «шума». Однако согласно правилам теоретической механики, основной несущий период колебания сложной системы исчисляется как наибольший общий делитель остальных формирующих периодов. Таким является период около 30 лет. Остальные периоды являются модулирующими. Исключение составляет 735-летний период, но он может оказаться 720-летним, или 750-

летним (кратными 30), поскольку определён приближённо. Значит, если, например, пользоваться сведениями из исторических хроник региона, основной («несущий») сигнал колебаний УКМ генерируется тепловыми процессами, которые сопровождают несущий период колебаний УКМ. Остальные процессы, вероятно, являются производными и формируются как отклик сложной климатической системы на тепловое возмущение. Для проверки этого вывода потребуются периодический анализ температуры верхнего слоя Каспия.

В процессе выполнения расчётов никаких участков случайного режима временного хода, связанных с изменением повторяемости типа глобальной циркуляции, в соответствии с утверждениями В.С. Тужилкина, не наблюдалось. Однако вывод В.Н. Михайлова о геофизической устойчивости колебаний УКМ по отношению к некоторому малоподвижному уровню представляется качественно верным. Возможный механизм этой устойчивости обсуждается в монографии [19]. При этом обеспеченность значений уровня моря относительно принятого «нуля» (-28 м БС) не «насыщается» в диапазоне наблюдаемых его величин (Рис. 5), что в принципе говорит о возможности достижения в реальности каких-то предельных значений УКМ, не отмеченных в период наблюдений.

Обработка и анализ временного ряда УКМ выявили некоторые особенности их методики, в числе которых можно назвать необходимость подбора формы и длины весовой функции фильтра при сглаживании или низкочастотной фильтрации исходного ряда, поскольку результат заметно зависит от него. Все возможные паразитные эффекты в процессе фильтрации временных рядов вообще подробно описаны в научной литературе, но следует иметь в виду, что каждый временной ряд имеет свои особенности, влияющие на проявление этих эффектов.

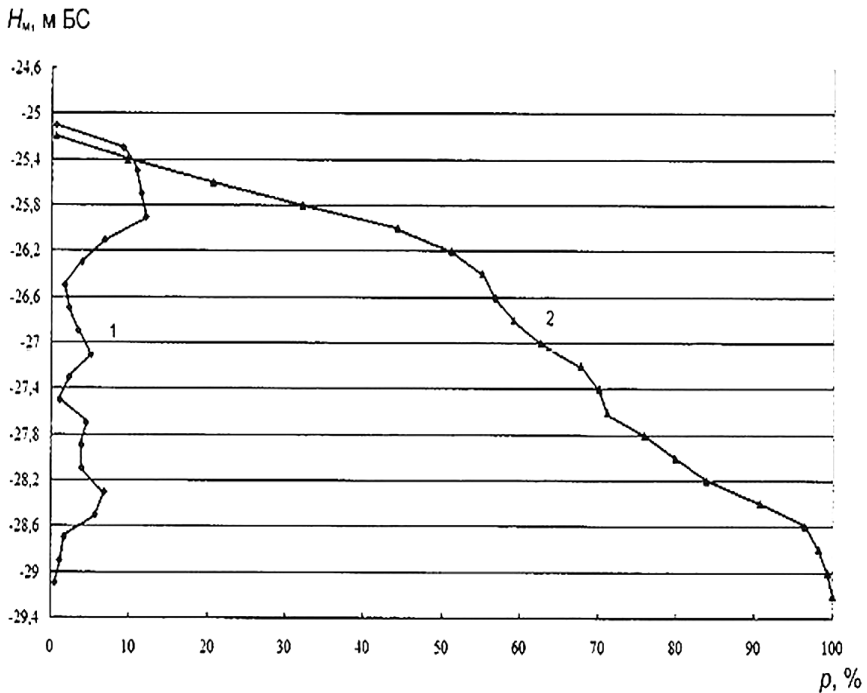


Рис. 5. Кривые повторяемости (1) и обеспеченности (2) среднегодового УКМ, рассчитанного по данным береговых наблюдений [3].

Выводы

- 1) Решение проблемы точности прогноза УКМ лежит не только в области научного анализа не очень надежных и немногочисленных данных, а и в разработке и осуществлении мер по восстановлению системы гидрометеорологических наблюдений на Каспийском море и по её оснащению современным оборудованием. Дополнением к решению этой проблемы должно стать полноценное использование результатов спутниковых наблюдений.
- 2) Результаты анализа временного ряда среднегодового уровня Каспийского моря показывают, что в течение всего периода регулярных наблюдений за уровнем, включающего время интенсивного роста концентрации CO_2 , периодический состав и характеристики составляющих колебаний УКМ не менялись. Это может означать, что заметных последствий влияния CO_2 на формирование колебаний уровня Каспия не обнаружено. Кроме того, возможно предположение об автомодельной структуре колебаний УКМ на

отрезке времени, доступном для анализа, в том числе и за столетие до начала официальных регулярных наблюдений. Возможно также, что эта структура изменяется со временем, причём допускается и вероятность внезапного её изменения, связанного с причинами геологического или другого внешнего характера. Однако малая продолжительность ряда наблюдений не позволяет уверенно утверждать такую возможность.

TO THE ASSESSMENT OF AVERAGE ANNUAL LEVEL OF THE CASPIAN SEA: INFORMATION BASIS, GENERAL REGULARITIES AND SOME OF THE ANALYSIS RESULTS

Borisov E.V., Ermakov V.B., Nikonova R.E.

Regular hydrometeorological observations in the open Caspian Sea are not made since 1995, so that the Caspian Sea level observed at the coastal stations is considered as one of some few climatological indicators of this water object. Monthly mean Sea level time series formed from data collected at Baku hydrometeorological station is used for periodicity analysis. Certain stability of Sea level low frequency periodic structure over the period of regular observations is shown which may have certain importance as an indicator of climatological processes forming long-period Sea level oscillations.

Литература

1. Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А. Каспийское море: экстремальные гидрологические события. М.: // Наука.- 2007.- 381с.
2. Бугаев А.М. Каспий: загадки уровня. – Махачкала: 1998.-70 с.
3. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз. Ред.: Е.С.Нестеров.- М., 2016.- 374с.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. VI Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия.- С.-Пб.: Гидрометеоздат, 1992.- 360 с.
5. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия / Ред. С.С.Байдин и Косарев А.Н. - М.: Наука, 1986. 261 с.
6. Кляшторин Л.Б., Любушин А.А. Циклические изменения климата и рыбопродуктивности. М.: // ВНИРО,- 2005.

7. Косарев А.Н., Никонова Р.Е. О причинах и последствиях колебаний уровня Каспийского моря в XX-XXI столетиях. - Труды ГОИН'а, вып.211, М., 2008. - С. 127-151.
8. Лаппо С.С., Рева Ю.А. Сравнительный анализ долгопериодной изменчивости уровня Чёрного и Каспийского морей. // Метеорология и гидрология. - №12.- 1977.- С. 63-75.
9. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М: Изд. «Море», 2005.- 353с.
10. Мещерская А.В., Голод М.П., Белянкина И.Г. Колебания уровня Каспийского моря в связи с особенностями общей циркуляции атмосферы в XX веке // Изменения климата и их последствия. - СПб.: Гидрометеоздат, 2000. – С. 180 – 194.
11. Нестеров Е.С. Низкочастотная изменчивость циркуляции атмосферы и уровень Каспийского моря во второй половине XX века // Метеорология и гидрология, № 11, 2001.- С. 27-36.
12. Полонский, В.Ф., Михайлов В.Н., Кирьянов С.В. Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря. – М.: ГЕОС, 1998. - 278 с.
13. Сапожников В.В. Изменения экосистемы Каспийского моря за последние 70 лет // Научный бюллетень Каспийского плавучего университета, №3. 2002. - С. 59-66.
14. Сидоренков Н.С. Нестабильности вращения Земли. М.: // ГМЦ, - 2003.
15. Соловьёва Н.Н. Исследование зависимости колебаний уровня Каспийского моря от солнечной активности. СПб: // Изд. РГГМУ,- 2004.-70с.
16. Соколов Л.В. Климат в жизни растений и животных. Нац. Парк “Куршская коса”. СПб: 2012.- 345с.
17. Тужилкин В.С. Сезонная и многолетняя изменчивость термохалинной структуры вод Чёрного и Каспийского морей. Дисс. докт. геогр. наук. М.: 2008. – 313с.
18. Тужилкин В.С., Косарев А.Н. Изменчивость летней термохалинной структуры вод Северного Каспия при разных уровнях режимах. // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 2002. № 5. С. 61-67.
19. Устья рек Каспийского региона. Ред.: В.Н. Михайлов.- М.: ГЕОС,- 2013. – 701с.
20. Шлямин Б.А. Каспийское море. М.: // МГУ.- 1954.

СТАТИСТИКА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

Жуков Ю.Н.

Государственный научно-исследовательский навигационно-
гидрографический институт

Изучаются вероятностные распределения колебаний уровня моря в четырех пунктах арктических морей. Показано, что «хвосты» вероятностных распределений низкочастотных колебаний уровня моря описываются обобщенным распределением Парето.

В последнее десятилетие в Арктическом бассейне осуществляется широкое социально-экономическое развитие: строятся порты, осваиваются месторождения полезных ископаемых, усиливается интенсивность морских перевозок. Хозяйственное развитие в Арктике бросает вызов гидрометеорологическому обеспечению (ГМО) этой деятельности. Важной характеристикой ГМО технологической деятельности являются экстремальные значения уровня моря.

Все арктические моря относятся к морям с приливами. Действительно, об этом свидетельствует содержание Таблиц приливов для береговых и островных пунктов этих морей и данные Национального атласа России [1]. В гидрографии и морской картографии для морей с приливами экстремальными значениями служат теоретические уровни, возможные по астрономическим причинам – наивысший (ВТУ) и наинизший (НТУ), рассчитываемые по гармоническим постоянным [2, 3].

Однако реальные колебания уровня моря всегда являются суперпозицией бесконечного числа периодических колебаний, вызванных множеством различных причин. В общем объеме колебаний приливные колебания составляют лишь часть, и не всегда преобладающую. Как следует из Рис. 1, в Арктике наблюдаются разные величины приливов: от больших в западной части Баренцева моря – до незначительных в остальной. Неприливные колебания уровня моря на акваториях с незначительными приливами составляют преобладающую часть в суммарных колебаниях. Это создает условия выхода уровня моря за отметки ВТУ и НТУ, что делает значения ВТУ и НТУ не репрезентативными оценками экстремальных значений уровня моря для применения их в обеспечении технологической деятельности в береговой зоне и на шельфе Арктики. Для иллюстрации этого утверждения приведены гистограммы колебаний уровня моря и соответствующие значения уровней ВТУ и НТУ (Рис. 2).

Строительные нормы для оценки экстремальных значений уровня моря обычно используют следующую технологию. Задается некоторое значение вероятности P_0 для критического уровня моря. Строят эмпирическую функцию распределения $P(H)$ ($0 \leq P \leq 1$) значений уровня моря H : функцию $P(H)$ еще называют кривой обеспеченности, кумулятивной гистограммой и т.п. На основании $P(H)$ находят значение уровня моря H_0 соответствующее P_0 . Затем, используя специальные функции, определяют экстремальный уровень, который может быть достигнут в течение заданного будущего интервала времени. Эти специальные функции определяются теорией экстремумов случайных последовательностей и процессов, теорией надежности [4, 5]. Одним из основных критериев выбора специальных функций является информация о виде функции вероятности распределения $F(h)$ экстремальных значений уровня моря h . В теории вероятности участки функции $P(H)$, удаленные от среднего значения H , называют «хвостами» распределения $P(H)$. На Рис. 3 приведена графическая иллюстрация к понятию $F(h)$.

Кроме того, вид распределений $F(h)$ определяет методы оценки и прогнозирования риска чрезвычайных ситуаций природного характера [6]. Действительно, вид функции распределения вероятностей $F(h)$ в области экстремальных значений определяется скоростью приближения функции распределения к нулю или единице при удалении от среднего значения. Чем быстрее приближается функция распределения к нулю или единице, тем меньше риск возможного экстремального значения и наоборот.

В основе теории оценки вида распределения $F(h)$ лежит теория экстремальных значений [7]. Эта теория первоначально была мотивирована очень практичным вопросом: насколько высоким должен быть барьер, который будет построен для предотвращения наводнения с вероятностью, например, 99,99 %?

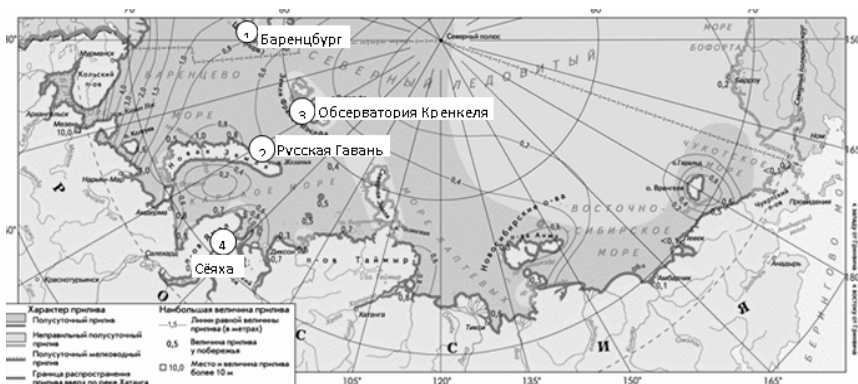


Рис. 1. Карта характера и наибольшей величины прилива в арктических морях РФ [1]. На карте нанесены положения пунктов, данные ежечасных наблюдений за уровнем моря которых в 1977 году были использованы в расчетах этой статьи.

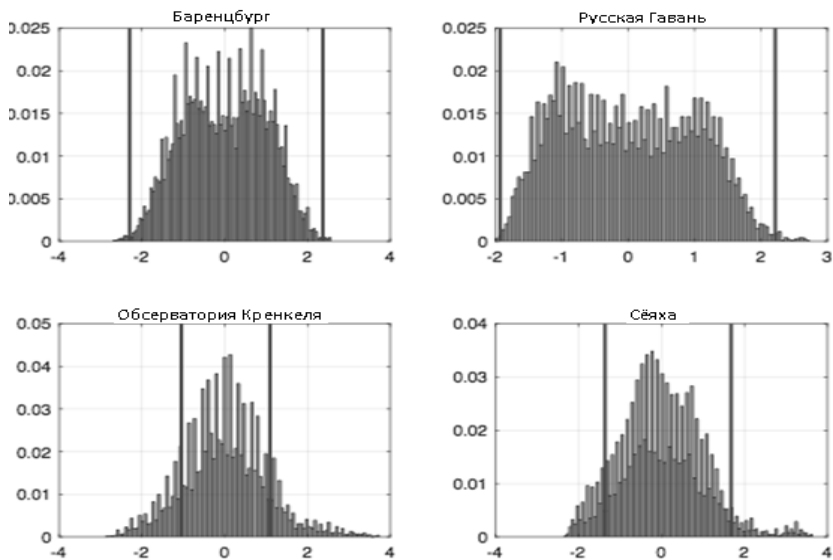


Рис. 2. Графики гистограмм колебаний уровня моря и линии положения НТУ и ВТУ. Линии положения: НТУ – левая вертикаль, ВТУ – правая. По оси абсцисс отложены высоты уровня моря, нормированные на среднеквадратическое отклонение, по оси ординат отложены нормированные повторяемости.

Основным результатом теории экстремальных значений является то, что «хвосты» у вероятности распределений могут быть только трех типов [7]: «хвост» отсутствует, «хвост» описывается экспоненциальной и степенной функцией.

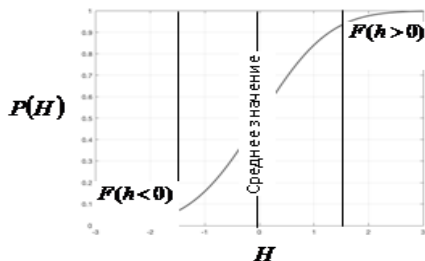


Рис. 3. Иллюстрация к понятию "хвост" распределения. По оси абсцисс отложены высоты уровня моря, нормированные на средноквадратическое отклонение.

Примером распределения с экспоненциальным видом «хвоста» является распределение по нормальному закону; степенной вид «хвоста» имеет распределение Парето (закон Ципфа), а примером распределения без «хвостов» может служить распределение высот синусоидального колебания.

Различие вида «хвостов» распределений имеет большое практическое значение. Для нормального распределения события, которые отклоняются от среднего значения на три и более стандартных отклонения (правило трёх сигм) встречаются крайне редко, а с пяти и более сигм практически невозможны. Совсем иначе обстоит дело для распределений со степенными «хвостами». Для них вероятности отклонений от средних значений существенно больше, чем при нормальном распределении, и вероятность появления экстремальных событий значительно больше, чем предполагает нормальный закон распределения.

Приливные колебания в гармоническом анализе приливов представляются суммой конечного N числа гармоник [3]. Из теории случайных процессов следует, что плотность распределения $p_N(x)$ суммы N гармонических сигналов со случайными фазами, описывается выражением [8]:

$$p_N(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \left[J_0 \left(\frac{\eta}{\sqrt{N}} \right) \right]^N \cos \eta x d\eta, \quad (1)$$

где J_0 – бесселева функция первого рода нулевого порядка.

Графики выражения (1) для некоторых N приведены на Рис.4. Графики показывают, что при малом числе гармоник (три и менее) плотность распределения имеет «двугорбый» вид, а при суммировании хотя бы пяти-шести гармонических колебаний со случайными и взаимно независимыми фазами получается плотность распределения, близкая к гауссовскому.

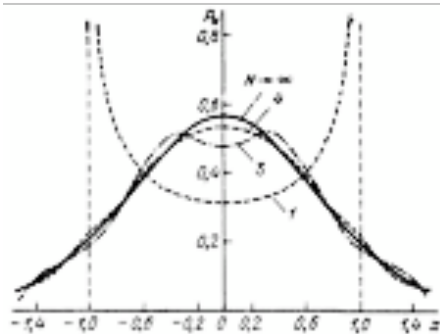


Рис. 4. Графики функции (1) для некоторых N .

Рассмотрим, к какому типу «хвостов» относятся колебания уровня моря в арктических морях. Так как колебания уровня моря включают приливные колебания, то следует рассмотреть распределения «хвостов» для трех диапазонов: с периодами меньшими приливных (высокочастотные), приливные и с периодами большими приливных (низкочастотные). Для этого воспользуемся ежечасными наблюдениями над уровнем моря в четырех пунктах, представленных на Рис. 1. Для разделения колебаний по трем диапазонам частот воспользуемся методом дискретной вейвлет-декомпозиции временных рядов. Этот метод позволяет разложить ряд ежечасных годовых наблюдений уровня моря на три независимых компонента с непересекающимися периодами колебаний. Интервалы периодов колебаний в компонентах представлены в Таблице 1. Подробное описание применения метода вейвлет-декомпозиции к наблюдениям уровня моря дано в работе [9].

Таблица 1.

**Интервалы периодов вейвлет-декомпозиции годового ряда
ежечасных наблюдений**

	Высокочастотные	Приливные	Низкочастотные
Интервалы (час)	0–8	8–32	32 и больше

Для каждого интервала периодов вычислим эмпирическое распределение абсолютного значения нормированного на дисперсию этого интервала уровня моря. Эмпирическое распределение будем аппроксимировать двумя (обычно используемыми) распределениями: обобщенным распределением Парето и обобщенным распределением экстремальных значений. Каждое из этих распределений определяется тремя параметрами.

Обобщенное распределение экстремальных значений описывается выражениями:

Тип I: $k = 0$, $-\infty < x < \infty$

$$f(x|k, \mu, \sigma) = \left(\frac{1}{\sigma}\right) \exp\left(-\exp\left(-\frac{(x-\mu)}{\sigma}\right) - \frac{(x-\mu)}{\sigma}\right). \quad (2)$$

Если $k \neq 0$, то

$$f(x|k, \mu, \sigma) = \left(\frac{1}{\sigma}\right) \exp\left(-\left(1+k\frac{(x-\mu)}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{k}}\right) \left(1+k\frac{(x-\mu)}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{k}} \left(1+k\frac{(x-\mu)}{\sigma}\right) > 0. \quad (2')$$

Тип II: $k > 0$ и $x \leq \mu - \frac{\sigma}{k}$. Тип III: $k < 0$ и $x < \mu - \frac{\sigma}{k}$.

Обобщенное распределение Парето представляется формулами:

$$f(x|k, \sigma, \theta) = \left(\frac{1}{\sigma}\right) \left(1+k\frac{(x-\theta)}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{k}}, \quad (3)$$

для $x > 0$, когда $k > 0$, или для $\theta < x < -\frac{\sigma}{k}$, когда $k < 0$.

При $k = 0$ для $x > 0$

$$f(x|k, \sigma, \theta) = \left(\frac{1}{\sigma}\right) \exp\left(-\frac{(x-\theta)}{\sigma}\right). \quad (3')$$

Учитывая, что обобщенное распределение Парето определено только для положительной полуоси, далее будем рассматривать абсолютные величины колебаний уровня моря относительно среднего.

Для оценки близости эмпирических «хвостов» экстремальных значений уровня моря $F(h)$ к теоретическим законам (2) или (3) будем использовать простой графический метод. Будем рассматривать графики, на которых распределение вероятностей для нормального закона отображается прямой линией (Рис. 5). Это достигается нелинейной шкалой оси ординат. Очевидно, что если эмпирическая функция $F(h)$ приблизительно совпадает с прямой нормального распределения, то это свидетельствует о том, что $F(h)$ имеет экспоненциальный «хвост». Если же $F(h)$ отклоняется от прямой нормального распределения, то $F(h)$ имеет «хвост», отличный от экспоненты. При этом если $F(h)$ лежит ниже прямой нормального распределения, то $F(h)$ относится к распределениям со степенным «хвостом», а если выше, то $F(h)$ относится к распределениям, не имеющим «хвостов». Достоинство такого метода состоит в том, что вывод о принадлежности к виду распределения можно сделать без знания численных значений параметров распределения.

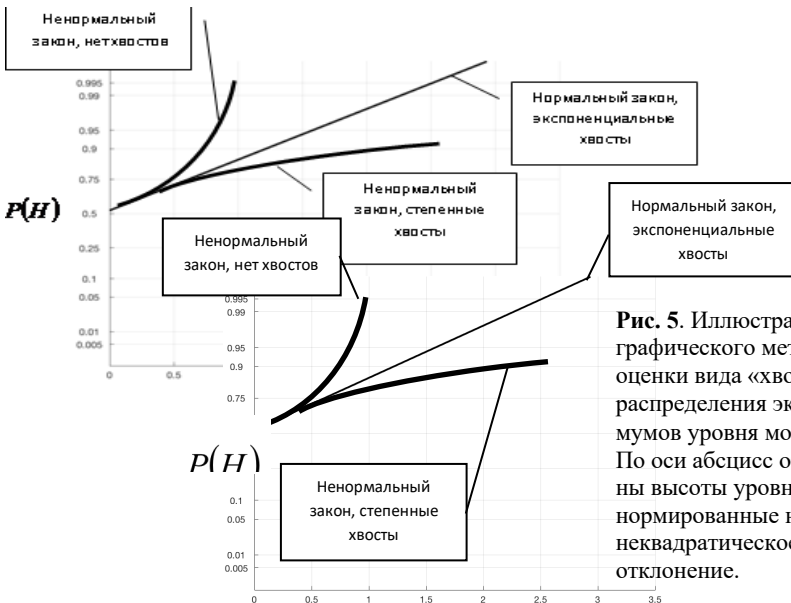


Рис. 5. Иллюстрация графического метода оценки вида «хвостов» распределения экстремумов уровня моря $F(h)$. По оси абсцисс отложены высоты уровня моря, нормированные на среднеквадратическое отклонение.

Для представленных на Рис. 1 пунктов наблюдений были вычислены: эмпирические функции $F(h)$ и их аппроксимации функциями (2) и (3) для высокочастотных, приливных и низкочастотных колебаний уровня моря. На Рис. 6, 7 и 8 приведены графики результатов вычислений, где по оси абсцисс отложены высоты уровня моря, нормированные на среднеквадратическое отклонение, по оси ординат отложены вероятности.

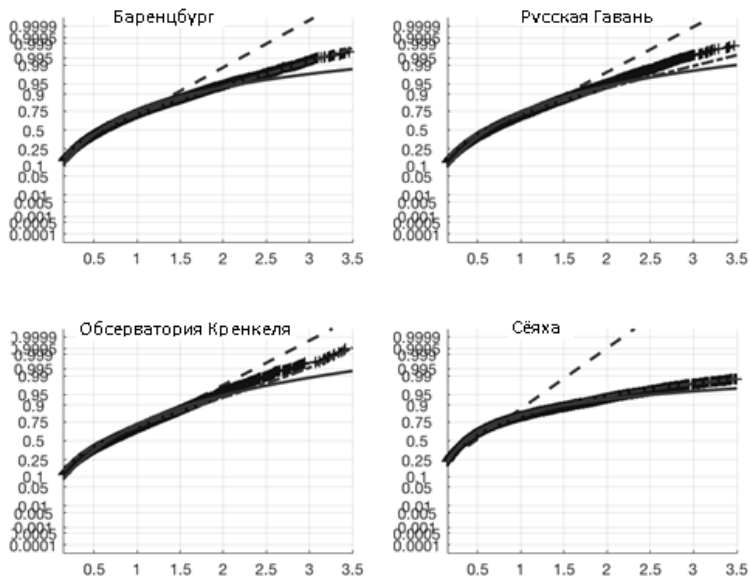


Рис. 6. Графики $F(h)$ для высокочастотных колебаний уровня моря.

На Рис. 6, 7 и 8 распределение $F(h)$ представлено толстой широкой линией, нормальный закон – прямой штрихового пунктира, обобщенный закон экстремальных значений – сплошной кривой, обобщенный закон Парето – штрихпунктирной кривой (которая практически на всем протяжении совпадает с $F(h)$).

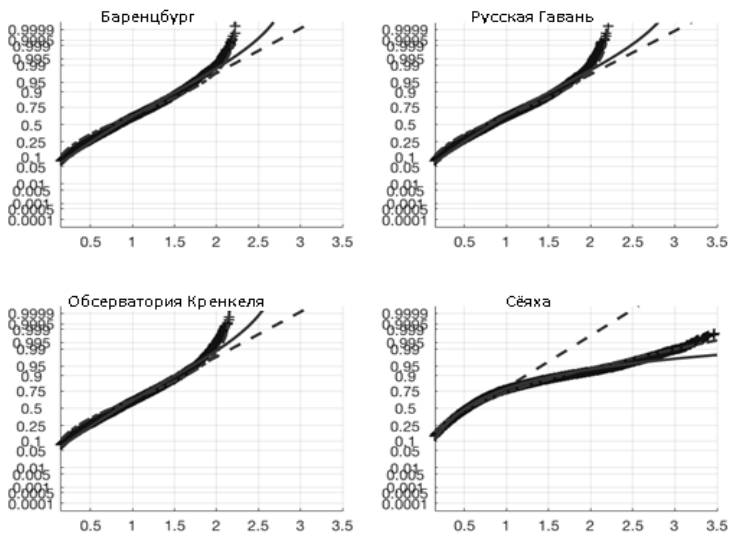


Рис. 7. Графики $F(h)$ для приливных колебаний уровня.

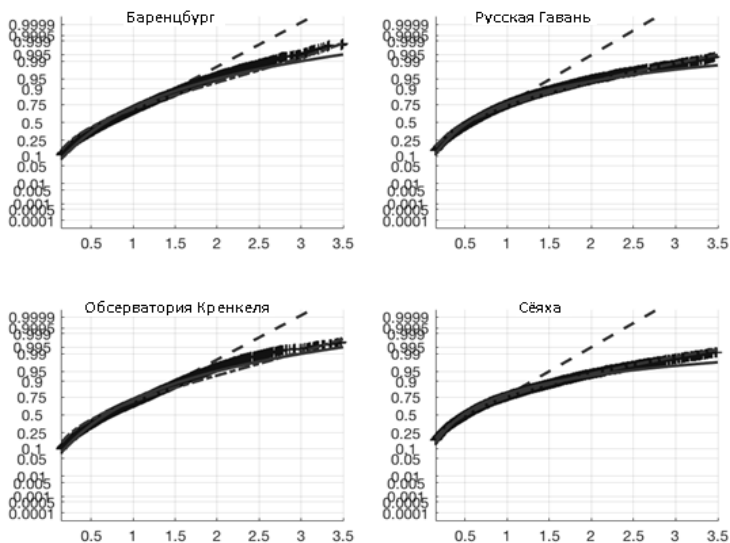


Рис. 8. Графики $F(h)$ для низкочастотных колебаний уровня моря.

Из графиков Рис. 7 следует, что экстремумы приливных колебаний либо не имеют хвостов, либо имеют экспоненциальный «хвост». Это соответствует приведенному выше теоретическому распределению суммы гармонических колебаний (1).

Графики Рис. 6 и 8 свидетельствуют, что экстремумы высокочастотных и низкочастотных колебаний уровня моря хорошо аппроксимируются обобщенным распределением Парето, и, следовательно, имеют степенной вид распределения.

Очевидно, что выявленные вероятностные свойства распределений экстремальных значений уровня моря нельзя игнорировать при обеспечении технологических работ на шельфе Арктических морей. Степенные свойства «хвостов» распределения экстремальных значений уровня моря необходимо учитывать при сооружении новых защитных дамб, плотин, берегоукрепительных сооружений в береговой зоне Арктического бассейна. Это позволит понизить риск природных катастроф.

STATISTICS OF EXTREME VALUES OF SEA LEVEL FLUCTUATIONS IN THE ARCTIC SEAS

Zhukov Yu.N.

Probabilistic distributions of sea level fluctuations in four points of the Arctic seas are studied. It is shown that the tails of the probability distributions of low-frequency oscillations of the sea level are described by the generalized Pareto distribution.

Литература

1. Национальный атлас России. Природа и экология. Т.2. – М.: Федеральным агентством геодезии и картографии России, 2008. – 496 с. (<http://национальныйатлас.рф/cd/2/276-277/276-277.html>)
2. Правила гидрографической службы №35. Приведение глубин к уровню (ПГС-35). – Л.: ГС ВМФ, 1956. – 193 с.
3. Руководство по предсказанию приливов. – Л.: ГУ ВМФ СССР, 1941. – 347 с.
4. Райзер В.Д. Теория надежности сооружений. - М. : АСВ, 2010. - 384 с.

5. ГОСТ 27751-2014 Надежность строительных конструкций и оснований. Основные положения. - М.: Стандартиформ, 2015. - 16 с.
6. Акимов В.А., Быков А.А., Щетинин Е.Ю. Введение в статистику экстремальных значений и ее приложения. - М.: ФГУ ВНИИ ГОЧС (ФЦ), 2009. — 524 с.
7. Лидбеттер М., Лингрен Г., Росен Х. Экстремумы случайных последовательностей и процессов. – М.: Мир, 1989. – 392 с.
8. Гоноровский И.С. Радиотехнические цепи и сигналы: Учебник для вузов. – М.: Радио и связь, 1986. – 512 с.
9. Жуков Ю.Н. Анализ приливных колебаний по временным рядам на основе дискретного вейвлет-преобразования. // Навигация и гидрография, 2004, №18, С. 86 – 93.

ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ПОДЪЕМОВ УРОВНЯ В ПОРТУ ТАГАНРОГ

Филиппов Ю.Г.

Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова

В работе рассматривается вопрос о расчете и прогнозировании опасных подъемов уровня в Таганрогском порту при сильных южных и юго-западных ветрах с привлечением гипотезы волнового нагона. Используется метод определения искомой функции с разложением ее в степенной ряд.

Наиболее сильные штормы в Азовском море наблюдаются в зимние и переходные месяцы. В работе рассматривается вопрос моделирования и прогноза изменения уровня моря в порту Таганрог на основании данных о двух значительных штормах – весной 2013 г. и осенью 2014 г. Расчеты изменения уровня моря имеют большое значение для безопасности судоходства и строительства в прибрежной зоне моря, однако наблюдения за уровнем в порту Таганрог при больших нагонах могут отличаться от рассчитанных по уравнениям длинных волн.

В работе Н.А. Дианского и В.В. Фомина [1] было рассчитано значение уровня в п. Таганрог по ветровым данным во время шторма 2014 г. В результате было получено значение подъема уровня, которое составило около 50 см, что оказалось выше наблюдаемого значения.

В расчетах по шторму 2013 г. показатель уровня был занижен на 29 см.

Оба шторма рассчитывались без учета заливания устьевой области р. Дон. По вычислениям [2], выполненным по двумерной модели с учетом заливания, подъем уровня в п. Таганрог 24 сентября 2014 г. не должен был превышать двух метров. Заниженным оказался и максимальный уровень в Таганроге, рассчитанный в работе [3].

В работе рассматривается гипотеза о совокупном влиянии на уровень в п. Таганрог притока воды из Азовского и Черного морей, заливания устья р. Дон, волнового нагона и приводится методика прогнозирования уровня в этом случае.

На Рис. 1 показан вид морского порта Таганрог. Измерение уровня воды здесь производится по футштоку, расположенному в правом, северо-восточном углу порта, в том, который расположен дальше от берега.



Рис. 1. Фотография морского порта Таганрог.

Ранее уровень определялся по самописцу, расположенному у входа в порт на оконечности Северного мола (на рисунке – дамба с правой стороны от судового входа), но в результате строительных работ шахта самописца уровня моря была засыпана. Перенос уровенного поста практически не повлиял на результаты измерений уровня при медленных и средних колебаниях уровня. Однако во время сильных южных и юго-западных ветров уровень в порту может отличаться от уровня моря. Ветровой нагон, который может достигать здесь высоты нескольких метров, заливаает дамбу ремонтного бассейна (прямоугольный бассейн в левой части рисунка), волны перехлестывают через дамбу. Оценить среднюю высоту волн в море можно по формуле, указанной в методических указаниях ГОИИН'а [3] для мелководной акватории с глубиной D , которая меньше половины длины волны, и с уклоном дна, который меньше 0,002:

$$h = 0,062V^{0.4} \cdot D^{0.8}, \quad (1)$$

где V – скорость ветра (м/с),

D – глубина моря, м.

При скоростях ветра 30–36 м/с и глубине моря с учетом нагона около 5 м, высота волн, рассчитанная по (1), превышает 1 м и увеличивается с учетом заплеска у откосов дамбы.

Возникает волновой нагон, связанный с отсутствием оттока воды в море в нижних слоях бассейна. Также уменьшается и отток воды из района выхода из порта, расположенного на пути распространения волн с южных направлений. Последнее связано с известным эффектом увеличения крутизны волн на встречном течении и повышением уровня воды при их разрушении. В результате уровень воды в районе футштока при сильных штормах может отличаться от уровня в море. Следует заметить, что определение уровня воды в порту не менее важно, чем за его пределами.

В этой работе расчеты ветровых нагонов выполнялись по модели длинных волн в однородном море в поле силы Кориолиса [5, 6]. Данные по ветру рассчитывались по модели WRF на атмосферной сетке с разрешением 8,1 мин. и шагом по времени 1 час. Входными полями служили поля GSF (Global Forecasting System) из NCEP (National Center of Environmental Prediction). Заливание устья Дона не учитывалось.

Из вышесказанного ясно, что уровень в порту может отличаться от уровня моря в районе порта и представляет собой непрерывную и ограниченную функцию от высоты уровня в море. Определение ее гидродинамическим методом является самостоятельной и сложной задачей, требующей ряда параметризаций и допущений. Кроме того, уровень в море в районе Таганрога зависит от начального поля уровня Азовского и Черного моря и площади заливания устья Дона.

Поэтому для определения реального максимального уровня в порту Таганрог при катастрофических штормах, представим его в виде степенного ряда от максимального уровня в море и используем физико-статистический метод. Обозначим через K – число случаев наблюдений таких штормовых ситуаций. Построим систему из K -линейных алгебраических уравнений для определения необходимых коэффициентов A_i :

$$\sum_{i=1}^k A_i * h_n^i = H_n, \quad (2)$$

где h_n^i – максимальный расчетный уровень в море в степени i ;

n – номер ситуации с сильным штормом;

H_n – наблюдаемый максимальный уровень в порту Таганрог при n -ой штормовой ситуации.

Решение этой системы позволяет получить коэффициенты для определения максимального подъема уровня в порту по расчету его в этом районе моря, используя теорию длинных волн и имеющейся ветровой информации. Отметим, что эффект заливания приведет к изменению коэффициентов системы (2).

На Рис. 2 приводятся результаты наблюдений и расчетов максимального уровня в порту 22–25 марта 2013 г.

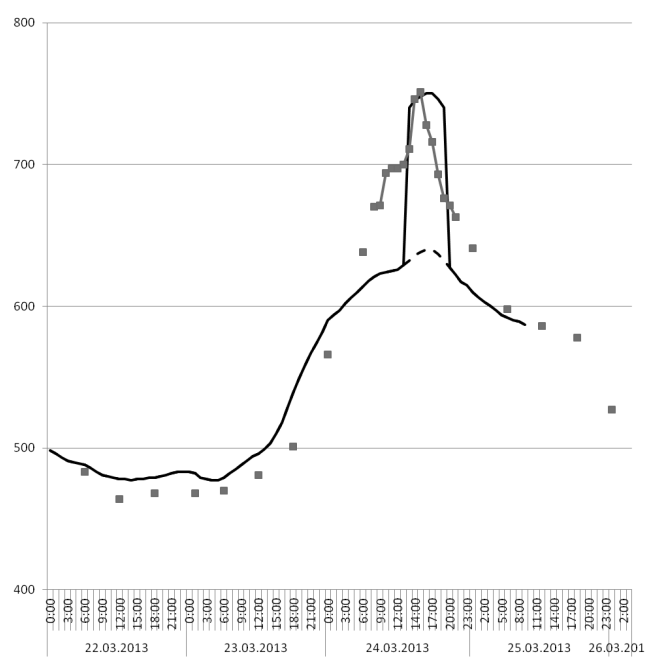


Рис. 2. Изменение уровня моря в районе Таганрога и в морском порту Таганрог во время шторма 24 марта 2013 г. Сплошная линия – расчеты по модели длинных волн с применением физико-статистического метода (2), маркеры – наблюдения, прерывистая линия - расчетный уровень моря в районе Таганрога. По оси ординат указан уровень моря в системе Главной высотной основы (ГВО) СССР.

Кривая расчетного уровня в вершине нагона в порту несколько отличается от реального значения, но для прогноза важным является его максимальная величина.

Во время шторма 24 сентября 2014 г. над Крымским полуостровом образовался мощный циклонический вихрь. Максимальная скорость ветра в Ейске составляла 28 м/с, в Таганроге – 36 м/с. Волны в районе Таганрога превышали 1 м. Максимальный уровень 24 сентября в порту Таганрог составил 839 см ГВО, в Ейске – 656 см ГВО. В это время направление ветра изменялось от юго-восточного до южного, юго-юго-западного и юго-западного и только к концу

25 сентября ветер уменьшился до 5–7 м/с и сменил направление на западное и западно-северо-западное.

На Рис. 3 показано изменение наблюдаемого уровня моря во время шторма 24.09.2014 г. в порту Таганрог и результаты расчетов.

Таким образом, при анализе береговых наблюдений надо иметь в виду, что, кроме длинноволновых колебаний уровня могут встретиться и другие процессы, не описываемые в рамках принятой постановки задачи.

Предложенный физико-статистический метод является универсальным и может использоваться для расчета параметров экстремальных событий в случаях сложной динамики и частичного отсутствия необходимой информации.

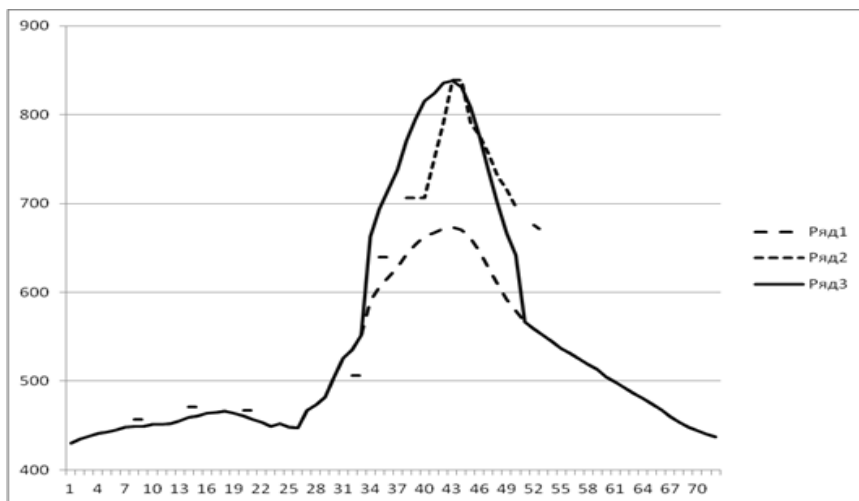


Рис. 3. Наблюдаемый и расчетный уровень в порту и в море в районе порта Таганрог по ветру 23–25 сентября 2014 г.: 1 – расчетный уровень моря в районе порта; 2 – наблюдения в порту; 3 – расчетный уровень в порту с учетом физико-статистического метода. По оси абсцисс указаны часы, начиная с 1 ч. 23.09.2014 г.

PHYSICO-STATISTICAL METHOD FOR PREDICTING DANGEROUS LEVEL RISES IN THE PORT OF TAGANROG

Filippov Yu.G.

The paper considers the issue of calculating and forecasting dangerous level rises in the Taganrog port with strong southern and south-westerly winds with the use of the wave surge hypothesis. The method of determining the desired function with its expansion in power series is used.

Литература

1. Дианский Н.А., Фомин В.В. Моделирование циркуляции Азовского моря и особенности воспроизведения экстремальных нагонов в Таганрогском заливе - Труды ГОИН, Вып. 218, 2017, С.74-104.
2. Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Мезенцева И.В. Основные направления исследований гидрометеорологического и гидрохимического режимов Черного и Азовского морей МЕТЕОСПЕКТР, № 3, 2015, С. 98-108.
3. Попов С.К., Лобов А.Л. Диагноз и прогноз наводнения в Таганроге по оперативной гидродинамической модели. – Труды Гидрометцентра России, 2016, вып.362, С. 92-108.
4. Расчет режима морского ветрового волнения. Методические указания, ГОИН, вып. 42. М, 1979.
5. Филиппов Ю.Г. Гидродинамические расчеты нагонов на восточном побережье Северного Каспия. - Труды ГОИН. Юбилейный выпуск 2, 1995, С.147-154.
6. Филиппов Ю.Г., Фомин В.В. Краткосрочный прогноз колебаний уровня Азовского моря// Метеорология и гидрология, 2018, N4, С. 62-67.

ИЗМЕНЕНИЯ МЕРИДИОНАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА МАССЫ В СУБТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКЕ

Демидов А.Н.¹, Крашенинникова С.Б.², Горбушкин А.Р.¹, Иванов А.А.¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Географический факультет

²Институт морских биологических исследований имени А.О. Ковалевского РАН

В работе оценены меридиональные переносы массы в Субтропической Атлантике в выделенных изопикнических слоях. Анализ переносов массы на разных широтах показал, что нулевой перенос массы с разбалансом ± 3 Св лучше всего достигается на 26,5° с.ш. Субтропической Атлантики при интегрировании от поверхности до дна, от полуострова Флорида до Африки. Оценка проводится по данным реанализа ECCO, GECCO, SODA2, ORAS3, ORAS4 с использованием коррекции расчета переноса Антарктической донной водной массы, вследствие того, что многие реанализы не распространяются на слой ниже 4500–5000 м. В результате проведенных расчетов и сравнения с оценками, полученными по данным гидрологических разрезов, буев RAPID получено, что реанализы ECCO, GECCO, ORAS4 хорошо воспроизводят внутригодовую изменчивость меридиональной циркуляции с максимумом летом и минимумом зимой и межгодовую изменчивость переносов массы с максимумом в 1992 г. и минимумом в 1998 г. На внутригодовом и межгодовом масштабах лучше всего согласуются оценки расхода Флоридского течения по данным океанического реанализа ORAS3 с оценками, полученными по данным кабельных наблюдений и буев RAPID.

Введение

Меридиональный перенос массы и тепла в Атлантическом океане играет важную роль в глобальной климатической системе [2, 3]. Посредством него происходит перераспределение влаги и тепла между высокими и низкими широтами [6]. Особый интерес представляет район Субтропической Атлантики, так как здесь теплыми поверхностными течениями (Гольфстрим, Флоридское, Антильское), в основном сосредоточенными в западном погранслое, в слое термоклина переносится достаточное количество тепла на север. В остальной части бассейна поток относительно теплых вод направлен на юг. Кроме того, в этом районе находится максимум интегрального меридионального переноса тепла в Северной Атлантике.

Вертикальная структура вод на разрезе состоит из Поверхностной водной массы (ПВ) 0–800 м, Арктической промежуточной водной массы (ААПВ) 800–1100 м, Средиземноморской промежуточной водной массы (СМВ) 1100–

1300 м, Верхней североатлантической глубинной водной массы (BCAGB) 1300–3000 м, Нижней североатлантической глубинной водной массы (HCAGB) 3000–4500 м, Антарктической донной водной массы (AADB) 4500–дно.

Цель работы: оценить меридиональные переносы водных масс, их изменчивость в Субтропической Атлантике, используя данные контактных наблюдений и данные океанических реанализов. Особое внимание уделить переносу массы Флоридским течением на внутригодовом и межгодовом масштабах.

Материалы и методы

Переносы массы рассчитывались в полосе широт 24–26° с.ш. Субтропической Атлантики по данным CTD-разрезов 1992, 1998, 2004 г. и SADCP за 2004 г., а также океанических реанализов ECCO2, GECCO, SODA2.2.4, ORAS3, ORAS4 (Табл. 1). Расчет переносов водных масс проводился в определенных изопикнических интервалах.

Одним из основных критериев оценки является соответствие нулевому суммарному или межокеанскому переносу (в пределах ± 3 Св) через весь разрез и в среднем по слою. Также критерием качества являлось количественное соответствие переносов различных водных масс и основных течений в Субтропической Атлантике, полученных в настоящей работе по данным океанических реанализов и данных контактных наблюдений. Проводилось сравнение внутригодовой изменчивости и межгодовых вариаций переносов массы, рассчитанных по данным океанических реанализов с данными буев RAPID и гидрологических разрезов.

Таблица 1.

Характеристика данных океанических реанализов

Океанические реанализы	Период, гг.	Модель/форсинг	Разрешение простр./врем.
ECCO 2	1952–2001	3D / MIT / NCEP	1° × 1° / мес
GECCO	1993–2001	4D / MIT / NCEP	1° × 1° / мес
SODA2.2.4	1871–2008	3D / POP / ERA40	0,25° × 0,25° / мес
ORAS3	1959–2011	3D / HOPE / ERA40	1° × 1° / мес
ORAS4	1958–2010	3D / NEMO / ERA40, ERAinterim, XBT, ARGO, SLA	0,25° × 0,25° / мес

По среднесуточным значениям расхода Флоридского течения LADCP и Dropsonde за 1991–2015 гг. находились среднемесячные и среднегодовые его

значения. Далее проводилось сравнение среднегодовых расходов Флоридского течения по данным кабельных наблюдений, пяти океанических реанализов и профилографов LADCP, Dropsonde. В работе на основе взаимного корреляционного анализа находились связи значимые на 95 % доверительном уровне на межгодовых масштабах между оценками Флоридского течения, полученными по разным типам данных.

Результаты

Анализ переносов массы на разных широтах показал, что нулевой перенос массы с разбалансом ± 3 Св лучше всего достигается на $26,5^\circ$ с.ш. Субтропической Атлантики при интегрировании от поверхности до дна, от п-ва Флорида до Африки по данным реанализа ECCO, GECCO, ORAS4 и соответствует результатам, полученным по данным зональных гидрологических разрезов и буев RAPID. Реанализ SODA2.2.4 в 1998 году показывает, что переносы в ПВ и НСАГВ направлены в противоположную сторону по сравнению с оценками, полученными по данным контактных наблюдений, что связано с его высоким разрешением $1/4$ градуса. Переносы массы направлены на север в поверхностном ($12,0 \pm 1,3$ Св), промежуточном слое ($1,3 \pm 0,3$ Св) и в придонном слое ($1,5 \pm 1,0$ Св), на юг – в глубинном слое ($-15,0 \pm 1,5$ Св). Компенсация переносов северного направления в основном осуществляется в глубинном слое (Рис. 1). Реанализы ECCO, GECCO, ORAS4 хорошо воспроизводят межгодовую изменчивость переносов массы с максимумом в 1992 и минимумом 1998 г. (Рис. 2а).

Отдельно в работе получены среднемесячные и среднегодовые расходы Флоридского течения и их максимальные и среднеквадратические отклонения (Табл. 2). Сравнение оценок расходов Флоридского течения за 1992, 1998, 2004 г. в Табл. 2 показало, что оценки, полученные по кабельным наблюдениям и буев RAPID, лучше всего согласуются с оценками, рассчитанными по данным гидрологических разрезов и данным океанических реанализов GECCO, SODA2.2.4, ORAS3. Оценки Флоридского течения по океаническому реанализу ORAS4 несколько завышены в 1992 и 1998 годах, выходят за рамки допустимой погрешности, обусловленной межгодовой изменчивостью ± 2 Св (Табл. 2), что связано с использованием в качестве форсинга данных атмосферного реанализа ERAinterim.

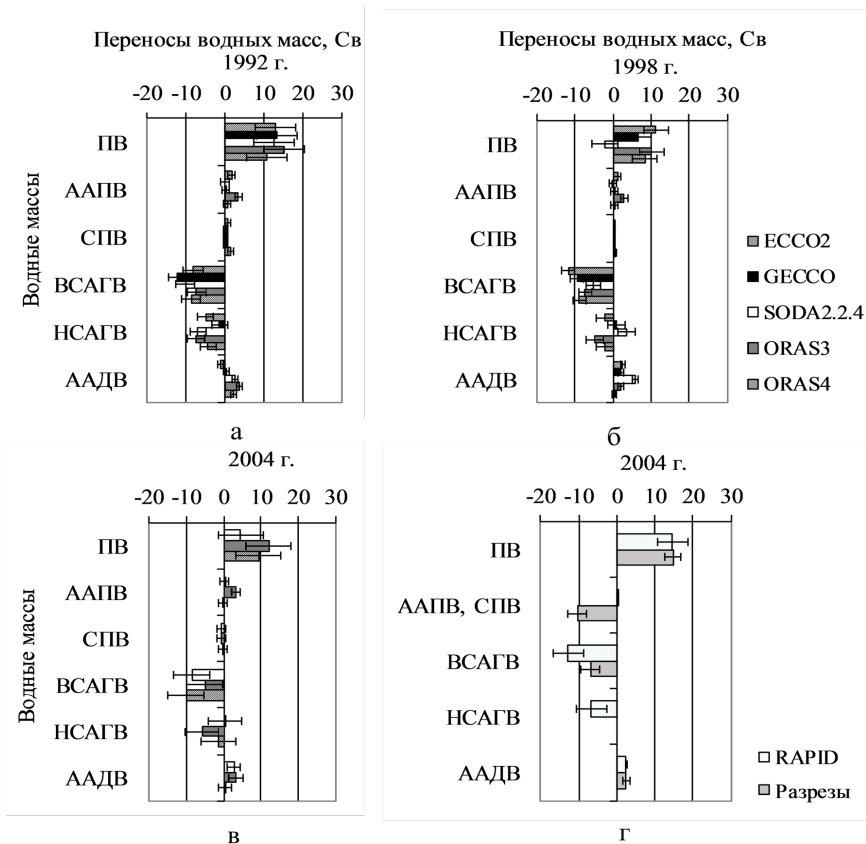


Рис. 1. Переносы водных масс через разрез по данным океанических реанализов за июль 1992 г. (а), февраль 1998 г. (б), апрель 2004 г. (в) и апрель 2004 г. (г) буев RAPID и гидрологических разрезов по [3] (г) в разных слоях.

Оценки переносов массы в поверхностном слое (Рис. 2б) и расхода Флоридского течения (Рис. 3), полученные по данным реанализов ECCO, GECCO, ORAS4 в разные годы, демонстрируют максимум сезонного хода летом, а минимум – зимой, что согласуется с результатами работы [1] и интегральными оценками тепломассопереносов в Субтропической Атлантике [3].

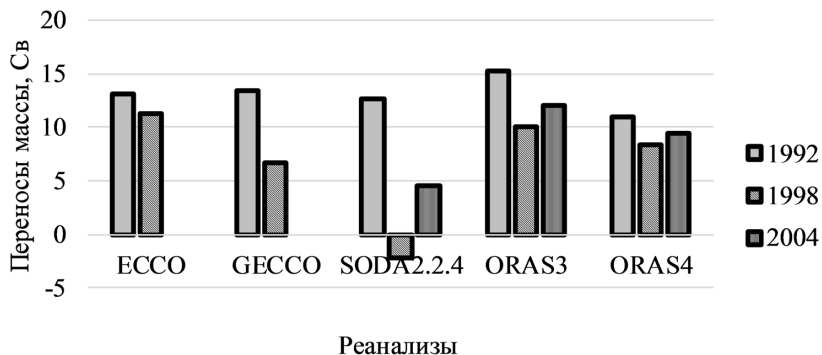


Рис. 2. Переносы поверхностных вод по разным реанализам в разные годы без расхода Флоридского течения.

Таблица 2.

Среднегодовые расходы Флоридского течения ($Q_{Фт}$, Св) и их максимальные отклонения ($\pm \sigma_{\text{макс}}$) по разным типам данных за указанные годы

Данные	$Q_{Фт}$, Св		
	1992 г.	1998 г.	2004 г.
ORAS4	37,3	37,1	30,3
ORAS3	32,1 \pm 5,1	31,3 \pm 3,6	31,5 \pm 3,0
SODA2.2.4	30,5	32,5	35,0
GECCO	29,2	33,2	–
ECCO2	29,0	29,4	–
RAPID	–	–	32,8 \pm 2,3
Cable	27,4 \pm 4,4	32,3 \pm 2,8	32,4 \pm 3,0
Dropsonde	30,5 \pm 4,6	35,3 \pm 7,4	32,3 \pm 2,7
LADCP	29,9 \pm 4,0	35,9 \pm 3,4	33,3 \pm 1,8
Разрезы A05 по [4]	30,2	32,2	32,2

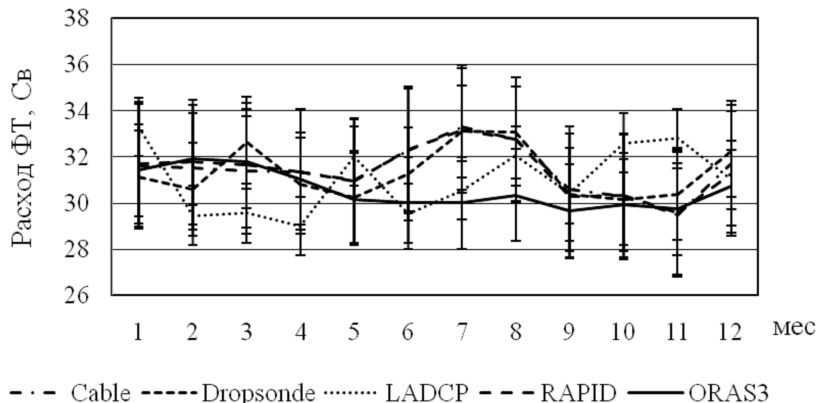


Рис. 3. Среднемесячные расходы Флоридского течения по разным типам данных за 2004–2011 гг. и их среднеквадратические отклонения.

При этом на межгодовом масштабе лучше всего данные океанического реанализа ORAS3 согласуются с данными кабельных наблюдений с коэффициентом корреляции 0,4 (Табл. 3). Высокие коэффициенты корреляции (более 0,6) между кабельными наблюдениями и данными буев RAPID и профилографов LADCP подтверждают, результаты работы [5].

Таблица 3.

Коэффициенты корреляции между оценками расхода Флоридского течения, полученными по разным типам данных

Данные	Cable	Dropsonde	LADCP	ORAS3	RAPID
Cable	–	0,7	<u>0,6</u>	0,4	<u>0,6</u>
Dropsonde	<u>0,7</u>	–	<u>0,6</u>	0,3	-0,2
LADCP	<u>0,6</u>	<u>0,6</u>	–	0,3	<u>0,4</u>
ORAS3	0,4	0,3	0,3	–	0,2
RAPID	<u>0,6</u>	-0,2	<u>0,4</u>	0,2	–

Выводы

Используя современную модифицированную методику выделения водных масс на разрезе, с учетом их распределения по долготе было выявлено, что нулевой перенос массы с разбалансом ± 3 Св лучше всего достигается на $\sim 26,5^\circ$ с.ш. Субтропической Атлантики при интегрировании от поверхности до дна, от п-ва Флорида до Африки по оценкам ECCO2, GECCO, ORAS4, что показано на основании сравнения с оценками, полученных по данным зональных гидрологических разрезов и буев RAPID. Переносы массы направлены на север в поверхностном ($12 \pm 1,3$ Св), промежуточном ($1,3 \pm 0,3$ Св) и придонном слоях ($1,5 \pm 1,0$ Св), на юг – в глубинном слое ($-15,0 \pm 1,5$ Св). Компенсация переносов северного направления в основном осуществляется в глубинном слое.

Реанализы ECCO2, GECCO, ORAS4 хорошо описывают внутригодовую (с максимумом летом и минимумом – зимой) и межгодовую изменчивость переносов массы (с максимумом в 1992 г. и минимумом – в 1998 г.). На внутригодовом масштабе лучше всего согласуются оценки Флоридского течения по данным кабельных наблюдений и буев RAPID, а также океанического реанализа ORAS3 и кабельных наблюдений. Наилучшего совпадения на межгодовом масштабе достигают оценки Флоридского течения, полученные по данным океанического реанализа и кабельных наблюдений с коэффициентом корреляции 0,4.

Работа выполнена по гранту РФФИ: «Межгодовые изменения свойств и переносов водных масс Атлантического океана» (16-05-00719) и по теме госзаданий МГУ «Изменение динамики и структуры вод морей и океанов» (AAAA-A16-116032810091-8) и ИМБИ «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом» (AAAA-A18-118021490093-4).

CHANGES OF THE MERIDIONAL MASS TRANSPORT IN THE SUBTROPIC ATLANTIC

Demidov A.N., Krasheninnikova S.B., Gorbushkin A.P., Ivanov A.A.

The work evaluated the meridional mass transport in the Subtropical Atlantic in selected isopycnic layers. The analysis of mass transfer at different latitudes showed that zero mass transfer with an imbalance of ± 3 Sv is best achieved at 26.5° N. Velocities in the Subtropical Atlantic when integrating from the surface to the bottom from the Florida Peninsula to Africa according to the ECCO, GECCO, SODA2,

ORAS3, ORAS4 reanalysis. As a result of the calculations and comparison with estimates obtained from hydrological sections, RAPID buoys, it was found that ECCO, GECCO, ORAS4 reanalyses reproduce well the intraannual variability of the meridional circulation with a summer maximum of intensity and a minimum in winter and interannual variability carries weight with the maximum in 1992 and minimum in 1998. For the intraannual and interannual scale are good agreement estimation of the Florida current transport according the reanalysis ORAS3 with estimates of the cable and RAPID buoys observations.

Литература

1. Джиганшин Г.Ф., Крашенинникова С.Б., Полонский А.Б. Межгодовая изменчивость характеристик внутригодового цикла Флоридского течения // Сб. Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». 2009. С. 314–317.
2. Добролюбов С.А., Демидов А.Н. Потоки массы, тепла и пресной воды на разрезах по 60 с. ш. в Северной Атлантике // Фундаментальные исследования океанов и морей. 2006. Т. 1. С. 92–109.
3. Полонский А.Б., Крашенинникова С.Б. Пространственно-временная изменчивость меридиональных переносов тепла в Северной Атлантике // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 6. С. 24–41.
4. Bryden H.L., Longworth H.R., Cunningham S.A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N // Nature. 2005. vol. 438. P. 655–657.
5. Smeed D., McCarthy G., Rayner D., et. al. Atlantic meridional overturning circulation observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array-Western Boundary Time Series) array at 26 °N from 2004 to 2015. British Oceanographic Data Centre – Natural Environment Research Council. UK. 2016. doi:10.5285/35784047-9b82-2160-e053-6c86abc0c91b.
6. Wunsch C. The Total Meridional Heat Flux and Its Oceanic and Atmospheric Partition // J. Climate. 2005. V. 18. P. 4374–4380.

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗИМНЕЙ И ЛЕТНЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В СЕВАСТОПОЛЬСКОЙ БУХТЕ

Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Пряхина С.Ф.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь

На основе адаптированной к условиям Севастопольской бухты σ -координатной модели проведены диагностические расчеты климатических течений в зимний и летний сезоны. Описаны особенности горизонтальной и вертикальной циркуляции в различных частях бухты в рассматриваемые сезоны года. Выполненные численные эксперименты показали работоспособность модели, что позволяет в дальнейшем планировать проведение прогностических расчетов по моделированию сезонного хода циркуляции и термохалинной структуры вод Севастопольской бухты, а также процессов распространения различного рода загрязнений, поступающих в бухту.

Введение

Усиление экономической деятельности в акватории Севастопольской бухты налагает повышенные требования по обеспечению экологической безопасности в регионе, поскольку оно приводит к нанесению непоправимого ущерба рекреационным и биологическим ресурсам моря.

Для обеспечения сохранности водных ресурсов бухты необходимо создание систем контроля морской среды, неотъемлемой частью которых являются междисциплинарные математические модели, описывающие состояние и динамику морских прибрежных вод. Гидрофизический блок в таких моделях составляет основную часть, а модели, лежащие в его основе, должны учитывать специфические особенности прибрежных морских зон, в частности, бухт и заливов [12]. Среди них можно отметить: относительно малые глубины, большую неравномерность рельефа дна, речной сток. Эти особенности приводят к изменению роли и значения различных физических процессов по сравнению с открытыми глубоководными областями морей и океанов. В частности, придонное трение, которое в открытом океане играет незначительную роль, становится здесь существенным, обязательным является учет верхнего перемешанного слоя. Ветровые течения испытывают сильное влияние берега – в одних районах это приводит к возникновению апвеллинга, в других – служит причиной штормовых нагонов. Речной сток служит причиной распреснения морской воды и, как следствие, уменьшения её плотности. Кроме того, прибрежные области испытывают большие вариации температуры и являются областями с относительно

большими градиентами солености, температуры и плотности. Не следует забывать, что прибрежную область нельзя рассматривать вне её связи с открытыми прилегающими областями моря.

Сложность и разнообразие процессов в прибрежной зоне вызывают необходимость разработки и применения при их исследовании современных моделей высокого уровня, основанных на нелинейных дифференциальных уравнениях в частных производных, описывающих эволюцию трехмерных гидрофизических полей, и использующих адекватные параметризации подсеточных физических процессов.

Ранее циркуляция в Севастопольской бухте описывалась, в основном, на основе данных натуральных наблюдений [3, 7]. Исследование течений в бухте на основе математического моделирования проводилось в [5, 13], где, несмотря на довольно существенные упрощения, удалось описать некоторые черты общей циркуляции в бухте.

Целью настоящей работы является адаптация σ -координатной модели циркуляции к физико-географическим условиям Севастопольской бухты и проведение на её основе диагностических расчетов климатической циркуляции вод в зимний и летний сезоны.

Физико-географическая характеристика Севастопольской бухты

Севастопольская бухта расположена в юго-западной части Крымского полуострова и представляет собой затопленную морем эрозионную долину реки Чёрной с рiasовым типом бухтового берега. Устьевая часть ограничена мысами, а в 1976–1977 гг. были сооружены защитные молы, в результате чего ширина входа уменьшилась до 350 м и изменился водообмен с открытым взморьем. Ось бухты ориентирована практически в широтном направлении. Протяженность бухты по фарватеру от входа со стороны моря до устья реки Черной составляет 6,3 км, ширина находится в пределах 600–700 м с расширениями до 1,2 км, глубина при входе максимальна – 20 м и уменьшается к вершинам малых бухт до 4–5 м. Южная сторона Севастопольской бухты характеризуется значительной изрезанностью рельефа и береговой линии в результате затопления морем древней овражно-балочной сети.

Ветровые условия в бухте достаточно сильно отличаются от условий взморья: здесь, под прикрытием высоких берегов бухты, скорость ветра меньше (3,8–4,8 м/с). Тем не менее, в периоды редких, но сильных штормовых ветров западного и юго-западного направления отмечались скорости ураганной силы. Наибольшая за весь период существования метеостанции Севастополь скорость наблюдалась в январе 1954 г. (40 м/с) при западном ветре.

Анализ пространственного распределения температуры и солености воды, полученных в гидрологических съемках более, чем 100 экспедиций, показал

существенную изменчивость термохалинной структуры вод района. Наиболее типичное распределение температуры воды – это ее увеличение в направлении от входа в бухту (аномалия от среднего по акватории значения – 0,4°С) до устья р. Черной (аномалия +0,6°С). На глубине 16 м контраст температур уменьшается летом в 2 раза, зимой – в 3 раза. Типичный контраст солености между входом в бухту и устьевым участком составляет 0,3 ‰, на глубине 15 м он уменьшается до 0,08 ‰.

В бухту впадает река Черная, которая относится к горным рекам, но в устьевой части имеет уже равнинный характер. По объему стока воды (0,06 км³/год) – это малая река с преобладанием дождевого и смешанного питания. Река имеет два выраженных гидрологических сезона: многоводный зимне-весенний (с максимумом в марте), когда проходит более половины годового стока, и меженный (с минимумом в августе).

Описание модели циркуляции вод

Для расчета полей течений в Севастопольской бухте использовалась σ -координатная модель, являющаяся версией модели циркуляции Принстонского университета – POM [2], ранее адаптированной к прибрежным районам Черного моря [4, 11]. Модель POM основана на полной системе уравнений термогидродинамики океана со свободной поверхностью в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости жидкости в σ -координатах.

Так называемая σ -координата, используемая в модели, направлена вертикально вверх и связана с декартовой z -координатой соотношением:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad (1)$$

так что свободная поверхность моря $z = \eta(x, y, t)$ представляется в преобразованных координатах поверхностью $\sigma = 0$, а рельеф морского дна $z = H(x, y)$ – поверхностью $\sigma = -1$, где x, y – горизонтальные декартовы координаты, направленные на восток и север, соответственно; t – время.

Тогда уравнения неразрывности и сохранения момента количества движения имеют вид:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial DU}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + \\ & + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial DV}{\partial t} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + \\ & + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y, \end{aligned} \quad (4)$$

где $D = H + \eta$.

Уравнения переноса – диффузии тепла и соли следующие:

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T; \quad (5)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S. \quad (6)$$

В вышеприведенных уравнениях U , V – компоненты скорости течений вдоль осей x, y ; ρ' – относительная плотность морской воды; H – глубина моря; g – ускорение свободного падения; K_M и K_H коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии соответственно; S – соленость; T – потенциальная температура; f – параметр Кориолиса.

В уравнении неразрывности (2) ω есть скорость нормальная к σ -поверхности, которая связана с вертикальной скоростью соотношением:

$$w = \omega + u \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + v \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}. \quad (7)$$

Члены, описывающие горизонтальную турбулентную вязкость, имеют вид:

$$\begin{aligned} F_x & \equiv \frac{\partial}{\partial x} (H\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (H\tau_{xy}), \\ F_y & \equiv \frac{\partial}{\partial x} (H\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y} (H\tau_{yy}), \end{aligned} \quad (8)$$

$$\text{где } \tau_{xx} = 2A_M \frac{\partial U}{\partial x}; \quad \tau_{xy} = \tau_{yx} = A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right); \quad \tau_{yy} = 2A_M \frac{\partial V}{\partial y}.$$

Для параметризации вертикального перемешивания в модель циркуляции включена модель турбулентности с уровнем замыкания 2.5, основанной на гипотезах турбулентности Ротта-Колмогорова и обобщенной Меллором и Ямадой [6] на случай стратифицированного потока.

Граничные и начальные условия

Для решения приведенной системы дифференциальных уравнений необходимо задать граничные и начальные условия. На твердой боковой границе используются условия прилипания для скоростей потока и равенства нулю нормальных потоков соли, тепла и количества движения. На открытой западной жидкой границе используется радиационное условие Зоммерфельда [1]:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - a \frac{\partial U}{\partial x} = 0, \quad (9)$$

$$\text{где } a = \sqrt{gH}.$$

На поверхности моря $\sigma = 0$ задаются напряжение трения ветра и потоки тепла и соли

$$\frac{\rho_0 K_M}{H} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \quad (10)$$

$$\frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = \left(\frac{Q_0}{\rho_0 c_p}, S(E - P) \right), \quad (11)$$

где τ_{0x}, τ_{0y} – компоненты напряжения трения ветра; Q_0 – суммарный климатический поток тепла на границе «море-атмосфера»; $(E - P)$ – климатические осадки минус испарения.

На дне моря ($\sigma = -1$) потоки тепла и соли равны нулю, а для скоростей используется аналогичное граничное условие с соответствующей заменой компонент напряжений на $(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho_0 C_D \sqrt{|\vec{V}_b|} (u_b, v_b)$. Коэффициент трения $C_D = \text{MAX} \{ k^2 [\ln(H + z_b) / z_0]^{-2}, 0.0025 \}$ зависит от разрешения придонного пограничного слоя.

Здесь z_b – глубина залегания ближайшего ко дну узла расчетной сетки; \vec{V}_b – вектор скорости течений в этом узле; u_b, v_b – его компоненты; $k = 0.4$; z_0 – параметр шероховатости морского дна, принятый в настоящей работе равным 1 см.

Для ω на поверхности и на дне задаются условия $\omega(0) = \omega(-1) = 0$.

В модели учитывается сток реки Черной в бухту. Задается скорость втеkania воды, а обусловленные этим стоком изменения температуры, солёности и уровня моря рассчитываются в соответствии с алгоритмом, предложенным в [15] для использования в модели ECOM3D. Согласно этому алгоритму в столбе жидкости, ограниченному сверху ячейкой, в которую впадают реки, на каждом временном шаге рассчитываются изменения уровня моря, температуры и солёности воды, причем предполагается, что поступившая вода мгновенно перемещивается от поверхности до заданной глубины.

Параметры, данные и алгоритм расчета

Дискретизация по пространству

После преобразования системы координат расчетная область в \mathcal{B} -координатах представляет собой цилиндр единичной высоты. При конечно-разностной аппроксимации исходных уравнений модели по пространству применяется сетка \mathcal{C} по терминологии Аракавы [8]. В модели эти аппроксимации делаются на регулярной сетке по долготе и широте и неравномерной – по вертикали. Отметим, что применяемая конечно-разностная схема обладает вторым порядком точности по времени и по пространству и сохраняет массу, температуру, солёность, энергию и импульс.

Разделение на моды

Модель циркуляции со свободной поверхностью способна корректно описывать баротропные волны. Однако, при этом из-за больших фазовых скоростей этих волн необходимо использовать достаточно малые шаги интегрирования по времени, чтобы удовлетворить условию Куранта-Фридрихса-Леви (КФЛ) [16]. Для смягчения этого ограничения в целях повышения эффективности численных алгоритмов используется технология разделения на моды [2, 14]. Эта технология позволяет значительно экономить вычислительное время, решая уравнения для интегрального переноса и уровня свободной поверхности – так называемую внешнюю моду, отдельно от внутренней моды, содержащей трехмерную структуру полей скорости, температуры и солёности.

Система уравнений, описывающая внешнюю (баротропную) моду, получается интегрированием по вертикальной координате уравнений движения и состоит из трех уравнений: для уровня и осредненных по глубине горизонтальных компонент скорости.

Интегрирование по времени

Технология разделения на моды предполагает следующий алгоритм. Сначала решаются уравнения относительно уровня и средних по глубине горизонтальных компонент скорости по явной схеме «чехарда» с достаточно малым шагом по времени, чтобы удовлетворить критерию КФЛ для быстрых баротропных длинных волн. После выполнения нескольких шагов по времени решается система уравнений для внутренней моды (2) – (6) с гораздо бóльшим шагом по времени, при этом используется полуневьявная схема [2].

Метод расчета

Расчет течений проводился диагностическим методом, т.е. при заданном поле плотности морской воды, которое в свою очередь определяется по данным о температуре и солености. В этом случае уравнения (5), (6) не используются, а также отпадает необходимость задания граничного условия (11). Следует отметить, что применение адаптационного метода или какой-либо его модификации привело бы к более согласованным полям температуры, солености и скорости. Однако, применение этого метода к мелководным бассейнам, каким является Севастопольская бухта, приводит к сильному сглаживанию всех расчетных полей, при этом часто «исчезают» реально существующие мелкомасштабные особенности в этих полях [9], они в рассматриваемой бухте могут быть достаточно важны, в частности, при описании процессов переноса загрязняющих примесей.

Расчетная область и массивы данных

Для проведения расчетов необходимы данные о внешнем воздействии и о конфигурации бассейна бухты.

Рассчитывалась зимняя и летняя циркуляция, при этом задавались климатические распределения температуры и солености морской воды (Рис. 1–4), скорости ветра (Рис. 5), а также среднемесячный расход r . Чёрной для января и июля.

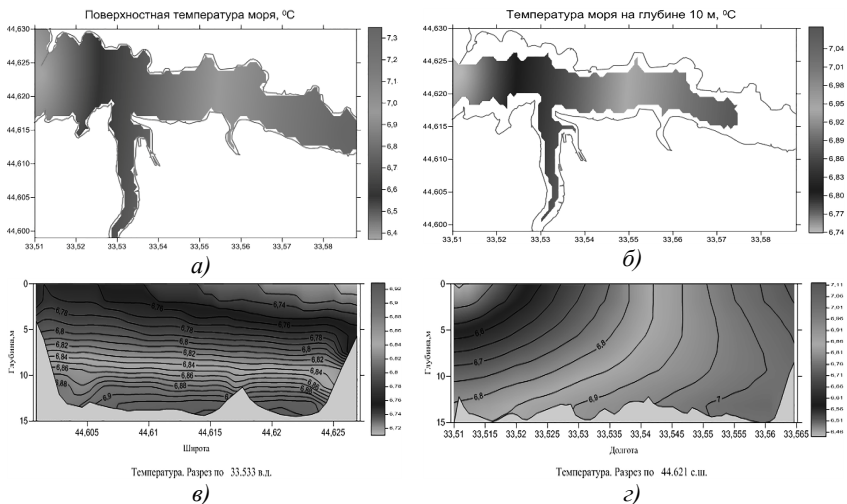


Рис. 1. Распределение температуры в январе на поверхности (а), на глубине 10 м (б), на меридиональном разрезе вдоль 33.533° в.д. (в) и на зональном разрезе вдоль 44.621° с.ш. (г).

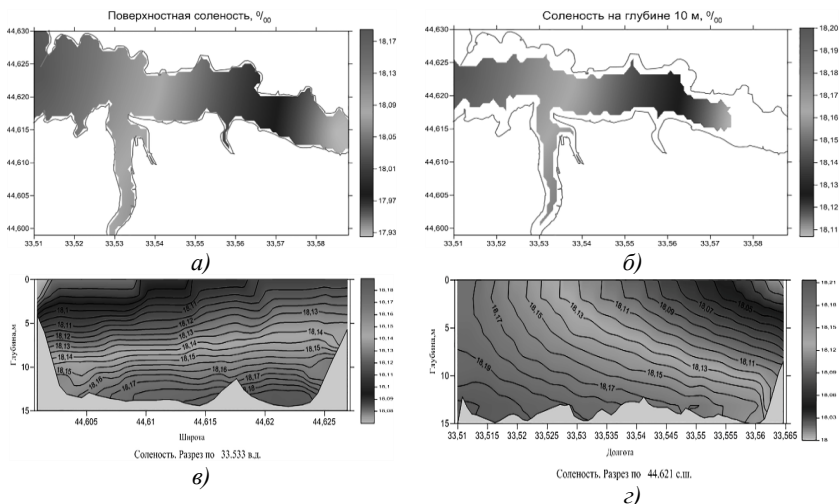


Рис. 2. Распределение солёности в январе на поверхности (а), на глубине 10 м (б), на меридиональном разрезе вдоль 33.533° в.д. (в) и на зональном разрезе вдоль 44.621° с.ш. (г).

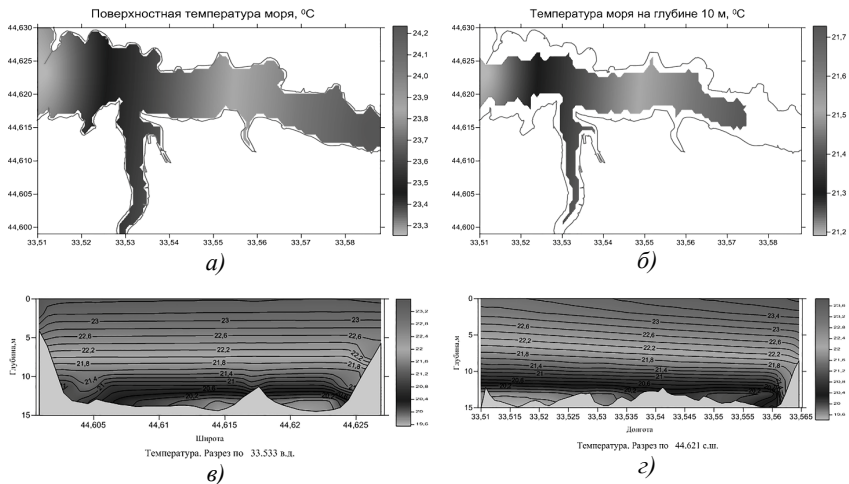


Рис. 3. Распределение температуры в июле на поверхности (а), на глубине 10 м (б), на меридиональном разрезе вдоль 33.533° в.д. (в) и на зональном разрезе вдоль 44.621° с.ш. (г).

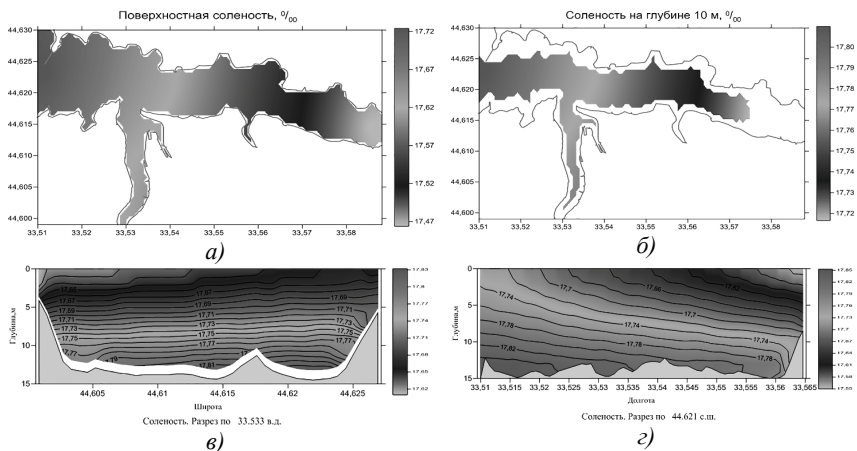


Рис. 4. Распределение солёности в июле на поверхности (а), на глубине 10 м (б), на меридиональном разрезе вдоль 33.533° в.д. (в) и на зональном разрезе вдоль 44.621° с.ш. (г).

При расчете климатических термохалинных полей Севастопольской бухты использовались Банки океанографических данных Морского гидрофизического института и Севастопольского отделения ГОИН'а. Всего выбрано 2709 гидрологических станций за период 1923–2014 гг. Традиционные способы осреднения исходных данных на регулярной сетке в этих условиях подвержены сильному влиянию неоднородности рядов данных, связанной с нерегулярностью измерений. В связи с этим применена специальная методика расчета средних полей [10].

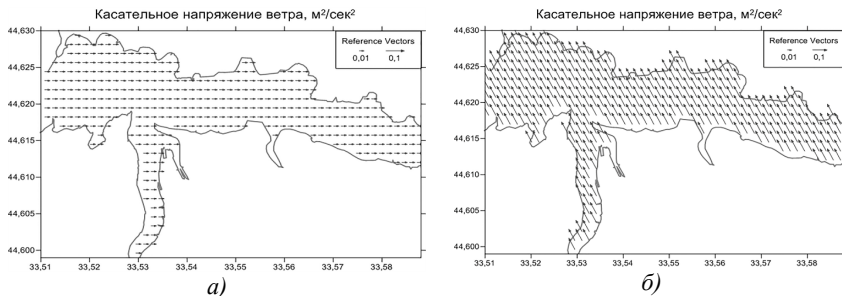


Рис. 5. Касательное напряжение ветра в январе (а) и в июле (б).

Данные о ветровом воздействии оценивались по измерениям на гидрометеостанции Севастополя, расположенной на южном берегу Севастопольской бухты. При проведении расчетов учитывались скорости ветра преобладающих направлений для января и июля, которые пересчитывались в составляющие касательного напряжения ветра и предполагались горизонтально-однородными.

Цифровой массив рельефа дна бухты с пространственным разрешением $0,000782^\circ \times 0,000617^\circ$ (68 м) подготовлен на основе навигационной карты Главного Управления навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации 38115 1998 г. масштаб 1:5000, а также данных судовых эхолотических съемок.

Расчетная область ограничена 33.51° с.ш. на западе и 33.59° в.д. на востоке и 44.60° с.ш. на юге и 44.63° с.ш. на севере. Средние значения шагов сетки по горизонтали равнялись 61.7 м вдоль параллели и 68.9 м вдоль меридиана. По вертикали использовалось 8 σ -поверхностей: 0.000, -0.100, -0.200, -0.333, -0.500, -0.667, -0.833, -1.000. Коэффициент турбулентного обмена импульсом принимался равным $A_M = 0.1 \text{ м}^2/\text{с}$. Шаг по времени полагался равным для баротропной моды – 0.5 сек, для бароклинной моды – 2 мин.

Результаты расчетов

Численные эксперименты включали в себя расчеты при заданном ветровом воздействии от заданных в начальный момент времени климатических среднемесячных полей температуры и солёности, которые оставались фиксированными для января и июля.

Каждый численный эксперимент проводился на срок в 12 суток. На Рис. 6а представлен график изменения со временем средней по объёму плотности кинетической энергии течений, а на Рис. 6б – среднего по площади бухты уровня морской поверхности.

Видно, что уже после трех суток достигается квазиустановившийся режим с пренебрежимо малыми изменениями параметров состояния бухты. В дальнейшем будут приводиться карты распределений различных характеристик на последний момент расчета.

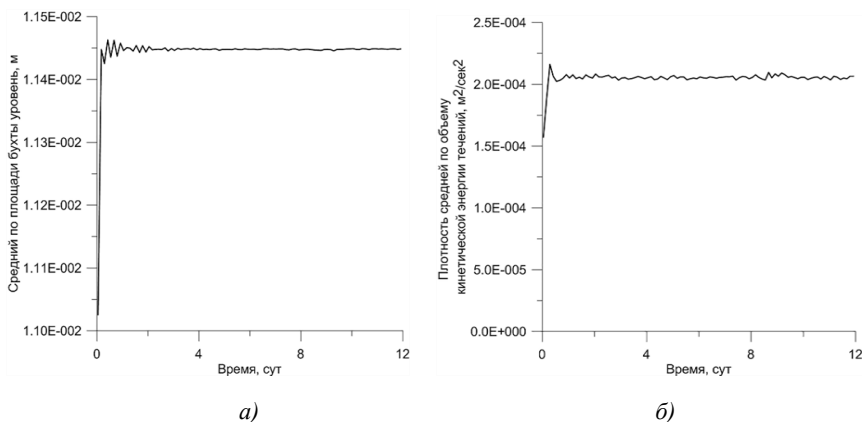


Рис. 6. Эволюция средней по объёму плотности кинетической энергии течений (а) и среднего по площади бухты уровня морской поверхности (б).

Горизонтальная циркуляция в январе

На Рис. 7 представлено поле средней по глубине скорости течений, на Рис. 8а – уровень моря, а на Рис. 8б – функция тока полных потоков. Общий поток воды направлен из бухты в море, наибольшая скорость и завихренность течений характерны для восточной части, непосредственно примыкающей к устью р. Черной. Наклон уровня моря направлен от северо-западной части у выхода в море до юго-восточной части бухты вблизи устья реки, что вызвано перераспределением вод ветровой дрейфовой составляющей.

На Рис. 9а показано поле скорости течений на поверхности бухты, на Рис. 9б – в придонном слое бухты, на Рис. 9в – на глубине 5 м, на Рис. 9г – на глубине 10 м.

Поверхностные течения имеют в основном северо-западное направление. С глубиной структура циркуляции меняется мало, течения становятся западными. Наибольшие изменения происходят в восточной части бухты, где в устье Килен-бухты образуется циклонический вихрь, а антициклоническая завихренность в районе Нефтегавани сменяется на циклоническую.



Рис. 7. Средняя по глубине скорость течений.

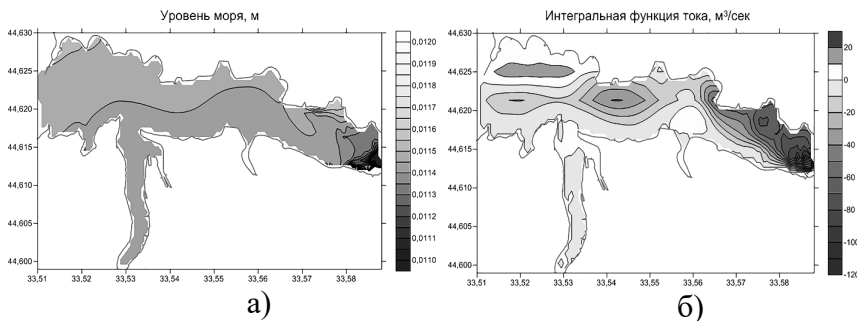


Рис. 8. Уровень моря (а) и интегральная функция тока полных потоков (б).

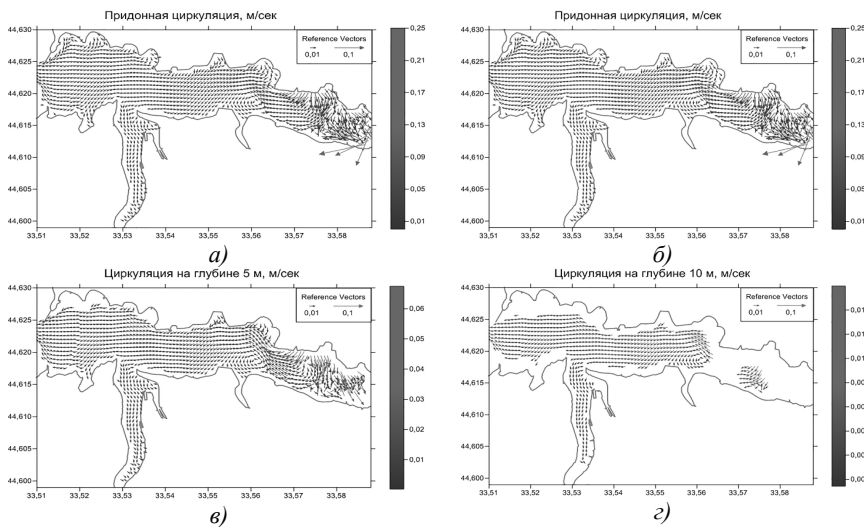


Рис. 9. Скорость течений на поверхности бухты (а), в придонном слое бухты (б), на глубине 5 м (в), на глубине 10 м (г).

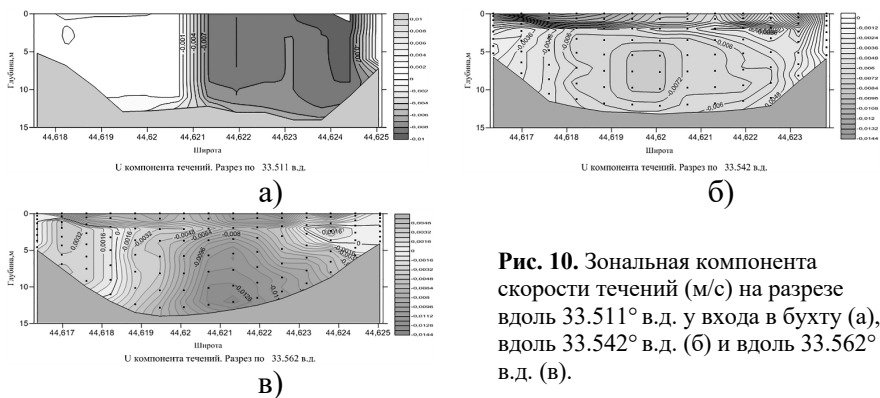


Рис. 10. Зональная компонента скорости течений (м/с) на разрезе вдоль 33.511° в.д. у входа в бухту (а), вдоль 33.542° в.д. (б) и вдоль 33.562° в.д. (в).

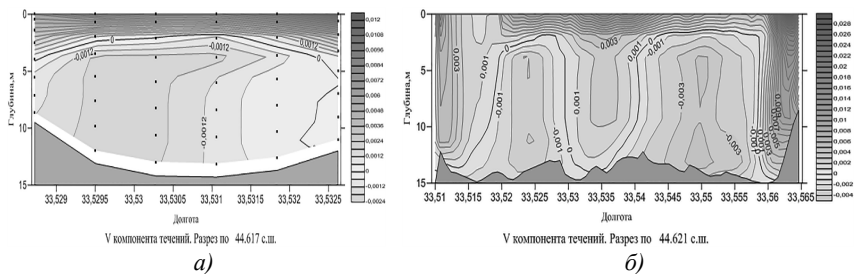


Рис. 11. Меридиональная компонента скорости течений (м/с) на разрезе вдоль 44.617° с.ш. у входа в Южную бухту (а) и вдоль 44.621° с.ш. (б).

На Рис. 10 приведено распределение зональной компоненты скорости течений на различных меридиональных разрезях. Основной поток воды, направленный на запад, сосредоточен по осевой линии бухты в ее наиболее глубокой части. Вдоль берегов скорость течения уменьшается и возникают зоны обратного движения. В мористой части такие зоны выделяются по пониженной температуре воды, поступающей из открытой части шельфа.

Распределение меридиональной компоненты скорости течений на различных зональных разрезях приведено на Рис. 11.

В Южной бухте вертикальная структура течений двухслойна: в верхнем 2 м слое поток воды направлен в сторону Севастопольской бухты, в нижнем слое – в обратном направлении. Кроме района входа в Южную бухту, общая северная компонента течений в Севастопольской бухте сменяется с глубиной на противоположную компоненту также в районе циклонического вихря у Киленбухты.

Вертикальная циркуляция в январе

На Рис. 12 приведена вертикальная скорость в поверхностном (а) и придонном (б) слоях.

Преобладание северной меридиональной компоненты циркуляции вод поверхностного слоя приводит к тому, что у северного берега бухты возникает конвергенция течений и опускание вод (даунвеллинг). Соответственно, вдоль южного берега формируется зона поднятия вод (апвеллинг).

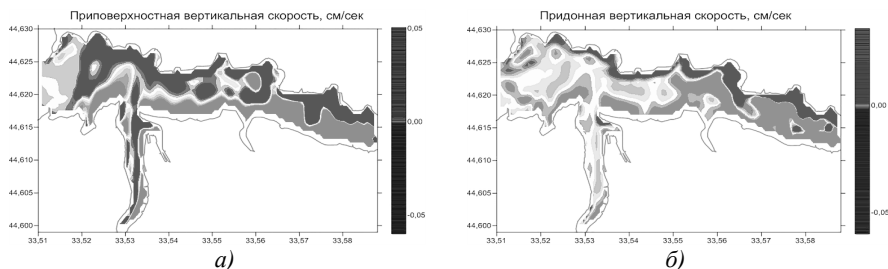


Рис. 12. Вертикальная скорость в поверхностном (а) и придонном (б) слоях.

Горизонтальная циркуляция в июле

На Рис. 13 представлено поле средней по глубине скорости течений, на Рис.14 а – уровень моря, на Рис. 14 б – функция тока полных потоков.



Рис. 13. Средняя по глубине скорость течений.

По сравнению с январем, когда для расчета течений был задан восточный ветер, циркуляция вод в июле при более сильном северо-западном ветре заметно изменяется и усложняется. При сохранении общей направленности потока из бухты в море и максимальных течений в восточной части, образуются более интенсивные вихревые образования, уровень моря изменяет наклон в противоположном направлении – от вершины бухты к устью.

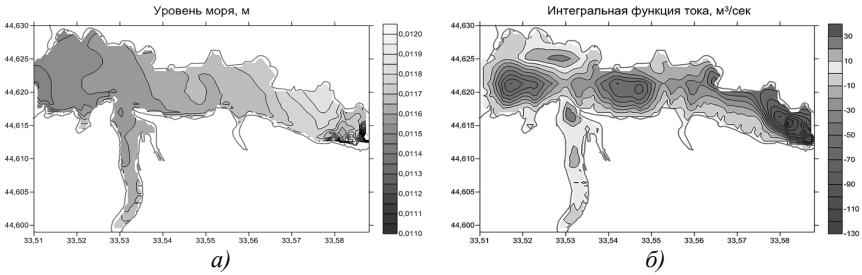


Рис. 14. Уровень моря (а) и интегральная функция тока полных потоков (б).

На Рис. 15а показано поле скорости течений на поверхности бухты, на Рис. 15б – в придонном слое бухты, на Рис. 15в – на глубине 5 м, на Рис. 15 г – на глубине 10 м.

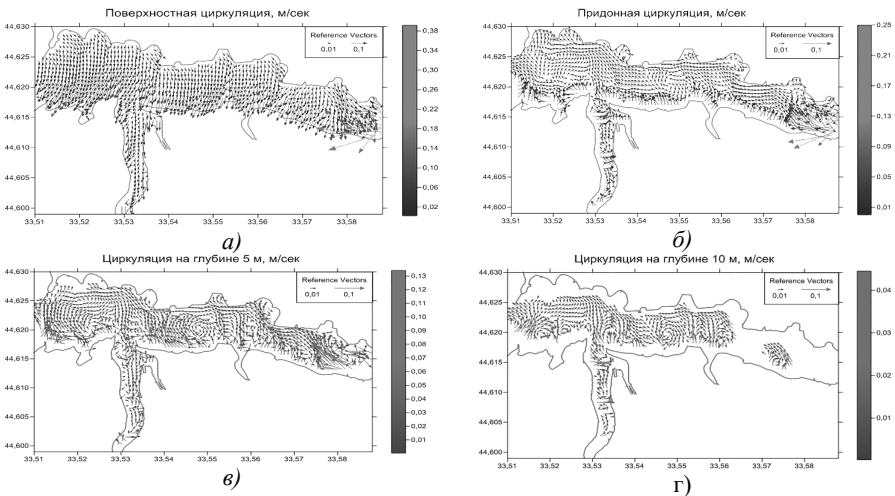
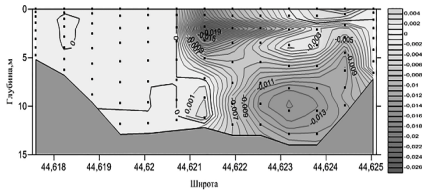


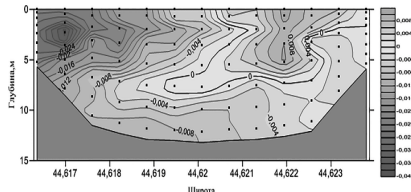
Рис. 15. Скорость течений на поверхности бухты (а), в придонном слое бухты (б), на глубине 5 м (в), на глубине 10 м (г).

Циркуляция вод поверхностного слоя достаточно однородна, здесь преобладают южные, юго-западные течения. С глубиной возникают течения противоположного направления, а также мезомасштабные вихри: циклонические (вход в Южную бухту) и антициклонические (центральная часть Севастопольской бухты, бухта Голландия).



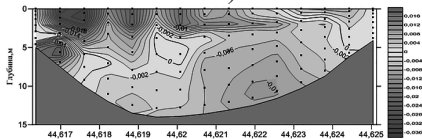
У компонента течений. Разрез по 33.511 в.д.

а)



У компонента течений. Разрез по 33.542 в.д.

б)



У компонента течений. Разрез по 33.562 в.д.

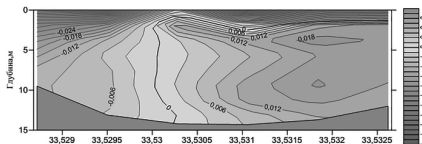
в)

Рис. 16. Зональная компонента скорости течений (м/с) на разрезе вдоль 33.511° в.д. у входа в бухту (а), вдоль 33.542° в.д. (б) и вдоль 33.562° в.д. (в).

На Рис.16 приведено распределение зональной компоненты скорости течений на различных меридиональных разрезах. Структура водообмена с открытым морем в сравнении с расчетом для восточного ветра становится более сложной. Возвратные потоки могут располагаться не только в узкой полосе у противоположных берегов, но и занимать значительную часть северной или южной половины бухты.

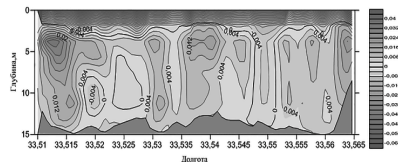
На входе в Южную бухту структура течений из-за циклонического вихря становится двухслойной не только в вертикальной плоскости, но и в горизонтальной: у западного берега поток воды направлен из Севастопольской бухты во всем слое до дна. В Севастопольской бухте в верхнем 2 м слое преобладает южная компонента течений, которая сменяется с глубиной на противоположную компоненту кроме периферий локальных вихревых образований.

На Рис. 17 приведено распределение меридиональной компоненты скорости течений на различных зональных разрезах.



У компонента течений. Разрез по 44.617 с.ш.

а)



У компонента течений. Разрез по 44.621 с.ш.

б)

Рис. 17. Меридиональная компонента скорости течений (м/с) на разрезе вдоль 44.617° с.ш. у входа в Южную бухту (а) и вдоль 44.621° с.ш. (б).

Вертикальная циркуляция в июле

На Рис.18 приведена вертикальная скорость в поверхностном (а) и придонном (б) слоях.

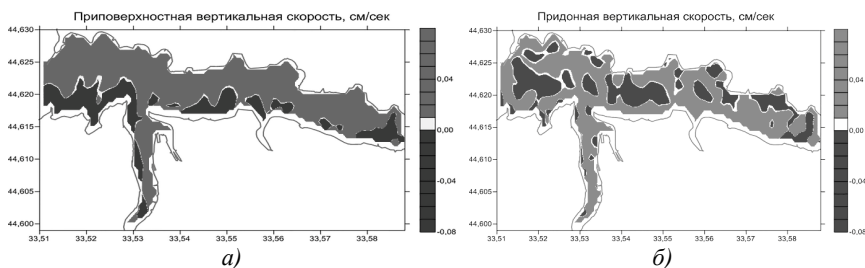


Рис. 18. Вертикальная скорость в поверхностном (а) и придонном (б) слоях.

В отличие от зимней циркуляции, преобладание южной меридиональной компоненты течений поверхностного слоя приводит к тому, что у северного берега бухты возникает апвеллинг, а вдоль южного берега даунвеллинг.

Заключение

В настоящей работе разработана численная модель динамики вод в Севастопольской бухте на основе гидрометеорологических и океанографических данных, адаптированной к физико-географическим условиям бухты. Выполнены диагностические расчеты циркуляции вод для летнего и зимнего сезонов. Выявлено, что при сохранении общей направленности потока воды в верхних слоях из бухты в море и максимальных течений в восточной части, разные ветровые условия формируют различную поверхностную и вертикальную циркуляцию, изменяют структуру водообмена между бухтой и взморьем, а также между внутренними бухтами.

Проделанные численные эксперименты показали работоспособность модели, что позволяет в дальнейшем планировать проведение прогностических расчетов по восстановлению и моделированию сезонного хода циркуляции и термохалинной структуры вод Севастопольской бухты и моделированию процессов распространения загрязнений в бухте.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ – проект №18-45-920018 «р_а» и при поддержке гранта РФФИ – проект № 18-05-80028 «Опасные явления».

DIAGNOSTIC CALCULATIONS OF CLIMATIC WINTER AND SUMMER CIRCULATION IN THE SEVASTOPOL BAY

Kubryakov A.I., Belokopytov V.N., Pryakhina S.F.

Diagnostic calculations of climatic currents in the Sevastopol Bay for the winter and summer seasons were carried out. The features of the horizontal and vertical circulation in various parts of the Bay during the considered seasons are described. The performed numerical experiments have shown the model's working capacity, which makes it possible to realize prognostic simulation the annual circle of circulation and thermohaline structure of the waters in the Sevastopol Bay, as well as the processes of transport of various kinds of pollution entering the Bay.

Литература

1. Аракава А., Лэмб В.В. Вычислительные схемы для основных динамических процессов в глобальной циркуляционной модели Калифорнийского университета в Лос-Анжелесе. В кн.: Модели общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. С.197 – 284.
2. Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов / В.А. Иванов и др. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – 90 с.
3. Кубряков А.И. 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. Севастополь. 2004. Вып. 11. С. 31-50.
4. Курант Р., Фридрихс К., Леви Г. О разностных уравнениях математической физики // УМН. 1941. №8. С. 125-160.
5. Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование циркуляции и пространственной структуры полей в Севастопольской бухте с учетом реальных внешних данных (зима 1997 г.) // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 2. С. 60–76.
6. Репетин Л.Н. Гордина А.Д., Павлова Е.В., Романов А.С., Овсяный Е.И. Влияние океанографических факторов на экологическое состояние Севастопольской бухты (Черное море) // Морской гидрофизический журнал. 2003. № 2. С. 66-80.

7. Шапиро Н.Б., Ющенко С.А. Моделирование ветровых течений в севастопольских бухтах // Морской гидрофизический журнал. 1999. № 1. С. 42-57.
8. Berntsen J., Skogen M.D., Espelid T.O. Description of a σ -coordinate ocean model // Technical Report Fiskeri og Havet. Institute of Marine Research. 1996. № 12.
9. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean model. In: N. Heaps, Three Dimensional Shelf Models, Coastal Estuarine Sci. Washington D.C. AGU. 1987, vol. 5, pp. 1-16.
10. Ivanov V.A., Kubryakov A.I., Lyubartseva S.P., Mikhailova E.N., Shapiro N.B. Simulation of Hydrophysical Processes in Coastal Regions of the Sea. Physical Oceanography. 2004, vol. 14, № 2, pp. 67-83. DOI: 10.1023/B:POCE.0000037871.34631
11. Ivanov V.A., Kubryakov A.I., Mikhailova E.N., Shapiro N.B. Modelling of circulation in the Gulf of Izmir. Physical Oceanography. 1997, vol. 8, № 1, pp. 47-56.
12. Kubryakov A.I., Korotaev G.K., Dorofeev V.L., Ratner Y.B., Palazov A., Valchev N., Malciu V., Matescu R., Oguz T. Black Sea coastal forecasting system. Ocean Sci. 2012, 8, pp. 183-196. doi: 10.5194/os-8-183-2012.
13. Knysh V.V., Korotaev G.K., Kubryakov A.I., Moiseenko V.A., Belokopytov V.N., Inyushina N.V. Seasonal and interannual variability of Black Sea hydrophysical fields reconstructed from 1971–1993 reanalysis data. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2011, vol. 47, №. 3, pp. 399-411.
14. Madala R.V., Piacsek S.A. A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans. Journal Comput. Phys. 1997, № 23, pp.167-178.
15. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Reviews of Geophysics and Space Physics. 1982, vol. 20, № 4, pp. 851-875. doi: 10.1029/RG020i004p00851.
16. Sommerfeld A. Partial Differential Equations. Lect. Theoret. Phys. 1949, vol. 6. Academic San Diego, Calif.

НЕФТЯНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Островская Е.В., Умриха А.В.

Каспийский морской научно-исследовательский центр

В работе представлено обобщение данных об источниках и уровне загрязнения нефтяными углеводородами (НУ) морской среды северо-западной части Каспийского моря за 2012–2018 гг. Концентрации НУ в воде и донных отложениях существенно возросли, пространственное распределение отличается крайней неоднородностью, что свидетельствует о хроническом загрязнении ими акватории Северного Каспия. Несанкционированные сбросы нефтезагрязненных вод и нефтепродуктов с судов вносят значительный вклад в загрязнение Северного Каспия углеводородами в отсутствие аварийных ситуаций на морских месторождениях. Повышенным уровнем загрязнения характеризуются акватории с интенсивным судоходством и мелководное приустьевое взморье. По содержанию НУ и ПАУ в донных отложениях последние можно отнести к незагрязненным, что объясняется составом осадков, преимущественно грубодисперсных.

Источники нефтяных углеводородов в морской среде Каспийского моря

Акватория Каспийского моря, как известно, имеет высокий природный углеводородный фон и комплексную антропогенную нагрузку. Исследования указывают на присутствие источников нефтяных углеводородов (НУ) как на прибрежных территориях, так и непосредственно на морской акватории, что подтверждается данными космического мониторинга [1].

Природные источники включают нефтяные и газовые сипы на морском дне [10], а также поступление в морскую среду углеводородов, продуцируемых биотой, которой чрезвычайно богата именно северная мелководная часть Каспийского моря. Разложение биотой автохтонной и аллохтонной органики также приводит к выделению углеводородов (УВ) [6]. Поскольку в морской среде нефтяные и биогенные углеводороды обычно присутствуют совместно, и отделить их друг от друга применяемыми в мониторинге методами невозможно, последние автоматически включаются в оценку уровня нефтяного загрязнения акватории [7].

Оценки объемов поступления нефтяных углеводородов в Каспийское море существенно различаются. Например, в [12] приводятся следующие цифры: около 50 % НУ поступает со стоком р. Волги, 35 % – со сбросами

промышленных предприятий, расположенных на прибрежных территориях, около 5 % составляют неаварийные потери нефти на всех этапах добычи и транспортировки. По другим оценкам потери нефтепродуктов при добыче и транспортировке достигают сейчас 2 % от их общего объема [5]. Проведенные в 2014–2015 гг. по поручению компании «ЛУКОЙЛ» исследования показали, что в отсутствие аварийных разливов нефти с морских нефтяных платформ, основными источниками углеводородного загрязнения акватории ее лицензионных участков на Северном Каспии являются волжский сток (около 55 %), биогенные источники (около 37 %) и сбросы с судов (более 8 %) [8]. Именно эти источники в целом формируют фоновые концентрации углеводородов в этом районе. Здесь следует оговориться, что в обоих случаях из расчетов были исключены углеводороды, поступающие из подземных источников (сипов), поскольку в настоящее время нет достоверных данных об их количестве, поступающем в придонные слои воды. Однако, опираясь на имеющиеся публикации о Мировом океане, этот фактор может играть значительную роль в загрязнении нефтью морских акваторий, прежде всего тех, где имеются запасы углеводородного сырья [6]. А ведь именно к таким и относится Каспийское море, нефтедобыча на котором имеет уже столетнюю историю.

Отметим также, что сток НУ с волжскими водами имеет высокую межгодовую изменчивость (Рис. 1) и зависит от производственной деятельности в бассейне реки, прежде всего, в ее нижнем течении. На Рис. 1 показано, что сток НУ был наибольшим в последние десятилетия XX-го века, существенно снизившись в 2000-х – начале 2010-х гг. Начиная с 2016 г., наблюдается некоторый рост стока НУ. Как видим, сток НУ мало зависит от объема водного стока Волги, а определяется концентрациями этих загрязнителей в воде.

Рис. 2 демонстрирует зависимость уровня загрязненности НУ вод северной части Каспийского моря от загрязненности волжских вод, отмечаемую в последние десятилетия, в то время как в 1980–1990-е гг. такой зависимости не наблюдалось.

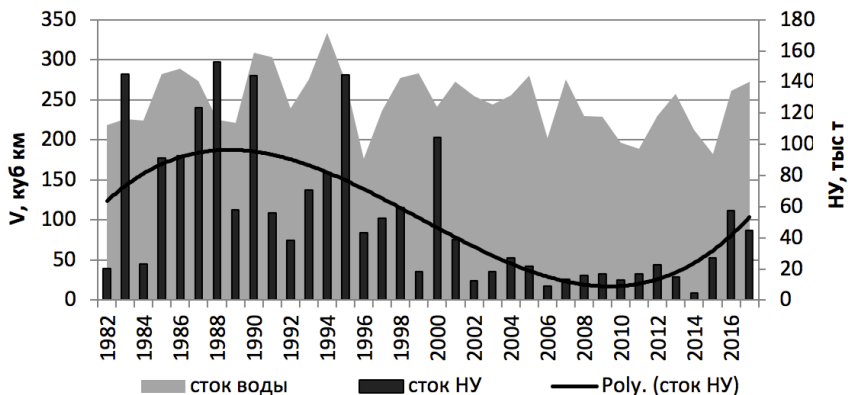


Рис. 1. Изменения водного стока р. Волги (км³) и стока НУ (тыс. т) в 1982–2017 гг.

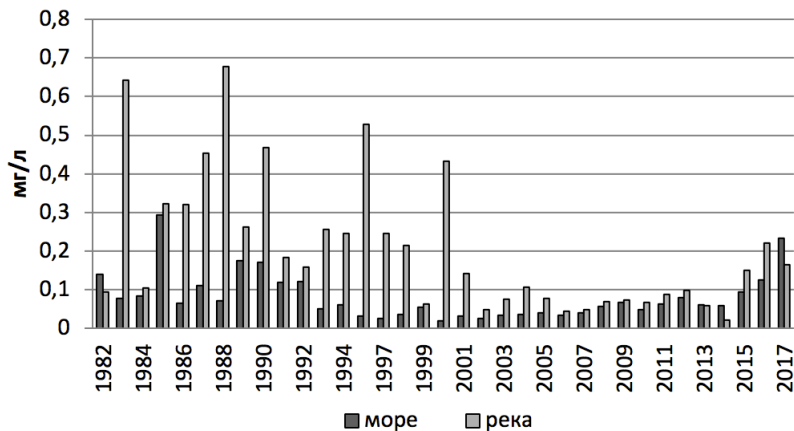


Рис. 2. Средние концентрации НУ в воде Северного Каспия и р. Волги (мг/л).

Уровень загрязненности вод северо-западной части Каспийского моря углеводородами

Анализ данных государственного мониторинга содержания НУ в водах Северного Каспия в 2012–2018 гг. свидетельствует о его высокой пространственно-временной изменчивости (Табл. 1). В указанный период концентрация НУ в морской воде изменялась от аналитического нуля (была ниже пределов обнаружения аналитического метода, как правило, ИК-спектрометрического) до 0,61 мг/л (более 12 ПДК), отмеченного в 2015 г.

Повышенные концентрации НУ в воде практически на всех станциях мониторинга наблюдались в многоводном 2016 г., в котором средняя величина достигала 4,4 ПДК, установленного для рыбохозяйственных водоемов. Как показано на Рис. 2, в 2017 г. концентрации НУ в морской воде были выше, чем в волжской. В целом, можно констатировать существенный рост загрязненности вод акватории Северного Каспия НУ в последние годы (Рис. 2). Снижение качества морских вод в северной части моря, которое менялось от класса II «чистые» в 2013 г. до класса IV «загрязненные» в 2016–2017 гг. (Табл. 2), в основном объясняется именно повышением концентраций НУ.

Таблица 1.

Концентрации УВ в водах Северного Каспия (2012–2017 гг.)

Загрязняющие вещества	Средняя концентрация						Диапазон концентраций (2012–2017 гг.)	ПДК [9]
	2012	2013	2014	2015	2016	2017		
НУ, мг/л	0,099	0,059	0,022	0,149	0,220	0,164	0–0,610	0,05
Нафталин, мкг/л	0,003	0,001	0,001	0,0002	0,0007	0,0002	0–0,023	—
Аценафтен, мкг/л	0,0026	0,0030	0,0026	0,0012	0,0012	0	0–0,040	—
Флуорен, мкг/л	0,0002	0,0047	0,0006	0,0001	0,0014	0	0–0,010	—
Фенантрен, мкг/л	0,0004	0,0006	0,0012	0,0030	0,0013	0	0–0,017	—
Антрацен, мкг/л	0,0004	0,0016	0,0006	0,0008	0,0007	0,0006	0–0,005	—
Флуорантен, мкг/л	0	0,0001	0	0,0006	0,0014	0	0–0,016	—
Пирен, мкг/л	0	0,0004	0,0005	0,0002	0,0024	0	0–0,014	—
Бенз(а)антрацен, мкг/л	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0005	0	0–0,009	—
Хризен, мкг/л	0,0003	0,0001	0,0001	0,0001	0,0023	0,0003	0–0,007	—

Бенз(б)флуорантен, мкг/л	0,0010	0	0,0001	0	0,0013	0	0–0,020	—
Бенз(к)флуорантен, мкг/л	0,0001	0	0,0001	0,0001	0,0007	0,0001	0–0,007	—
Бенз(а)пирен, мкг/л	0	0	0,0001	0,0001	0,0007	0,0001	0–0,010	0,01
Дибенз(а,һ)антрацен, мкг/л	0	0	0	0	0,0026	0	0–0,042	—
Бензо(ghi)перилен, мкг/л	0	0	0	0	0,0042	0	0–0,090	—
Инден(1,2,3-сd)пирен, мкг/л	0	0	0	0	0,0007	0	0–0,020	—
2-метилнафталин, мкг/л	0	0	0	—	0,0015	0	0–0,011	—
Бифенил, мкг/л	—	—	—	—	0,0012	0	0–0,009	—
Аценафтилен, мкг/л	—	—	—	—	0	0	0	—
Перилен, мкг/л	—	—	—	—	0	0	0	—
Сумма ПАУ, мкг/л	0,0082	0,0115	0,0070	0,0047	0,0247	0,0159	0–0,24	—

Таблица 2.

**Индекс загрязнения морских вод (ИЗВ)
российской части Каспийского моря в 2013-2017 гг.**

Параметр	2013	2014	2015	2016	2017
Средний ИЗВ	0,62	1,13	1,11	1,4	1,6
Класс	III «чистые воды»	III «умеренно загрязненные воды»	III «умеренно загрязненные воды»	IV «загрязненные воды»	IV «загрязненные воды»

Можно было бы связать этот факт с увеличением добычи нефти на морских месторождениях Северного Каспия [3], однако в отсутствие крупных аварий объяснить это можно только интенсификацией транспортных перевозок при их строительстве и обустройстве (Рис. 3).

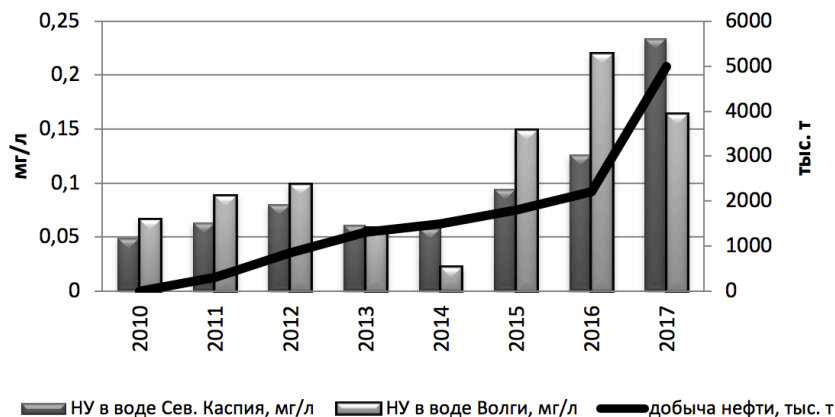


Рис. 3. Динамика концентрации НУ в воде р. Волги (г/п Верхнее Лебяжье) и Северного Каспия в период 2010–2017 гг.

Кстати говоря, данные спутникового мониторинга нефтяных разливов, ведущегося на Северном Каспии с 2009 г., показывают, что обнаруженные за это время нефтяные пятна в основном локализируются вдоль оживленных судоходных трасс, чаще всего от порта Актау и портов Туркмении к Астраханскому рейду, от Астраханского рейда вдоль островов дельты реки Волга в Казахстанский сектор моря [4]. Это позволяет сделать вывод о сбросах с судов нефтезагрязненных вод и нефтепродуктов как об источнике, вносящем существенный вклад в нефтяное загрязнение северной части моря.

Из полиароматических углеводородов (ПАУ) в России нормируется только бенз(а)пирен, концентрации которого в воде Северного Каспия, как правило, не превышали пределов обнаружения, лишь изредка достигая ПДК. Средние его концентрации в период 2012–2017 гг. были ниже ПДК. Суммарная концентрация ПАУ менялась в этот период от следовых значений до 0,24 мкг/л, наибольший вклад в нее вносили пирогенные полиарены, фенантрен, являющийся показателем геохимического фона, а также нафталин. Последний имеет, как правило, нефтяное происхождение и, поскольку довольно быстро разлагается в воде, его присутствие служит индикатором свежего загрязнения нефтью, а по соотношению нафталина к 2-метилнафталину судят о степени выветренности такого загрязнения. Поскольку за весь период наблюдений

2-метилнафталин определялся в концентрации выше пределов обнаружения только в 2016 г., можно говорить о наличии свежего нефтяного загрязнения на акватории северной части моря.

В пространственном распределении концентраций НУ в воде повышенными величинами, в основном, выделяется мелководное приустьевое взморье, особенно его восточная часть. Повышенными концентрациями суммы ПАУ и нафталина отличается, напротив, глубоководная восточная часть, прилегающая к границе казахстанского сектора недропользования, наиболее нагруженная с точки зрения транспортных потоков. В то же время устьевое взморье Волги характеризовалось минимальным содержанием полиаренов в воде.

Уровень загрязненности донных отложений северо-западной части Каспийского моря углеводородами

Донные отложения (ДО) в районах с постоянным нефтяным загрязнением акватории (из разных источников) отличаются как высоким содержанием УВ (в абсолютной концентрации могут превышать 1000 мкг/г, в процентах от органического вещества – 50 %), так и высокой пространственной изменчивостью. Особенно от нефтяных разливов страдают прибрежные и мелководные акватории. Однако только разливы больших количеств (свыше 1000 т) нефти или нефтепродуктов действительно оказывают заметное влияние на загрязнение ДО. Установлено, что после разливов меньшего количества нефти лишь незначительное количество УВ, осаждающихся со взвесью, достигает дна [6]. Например, после разлива нефтепродуктов в Керченском проливе в 2007 г., измеренные концентрации УВ в донных отложениях не превышали пределов межгодовой изменчивости для этого района, оцениваемой по результатам регулярного мониторинга [2]. Таким образом, хроническое нефтяное загрязнение акватории оказывается более существенным источником загрязнения осадков, чем средних размеров разовые разливы нефтепродуктов.

Согласно [14], содержание НУ в осадках выше 500 мг/кг свидетельствует о значительном уровне загрязненности, в то время как величины около 10 мкг/кг считаются показателем их «чистоты». Поскольку в России отсутствуют нормативы качества донных отложений, мы будем пользоваться этой шкалой, а также другими зарубежными критериями (канадскими стандартами и «голландскими листами») для его оценки.

Содержание НУ в донных отложениях северо-западной части Каспийского моря в период 2012–2017 гг. достигало 53 мкг/г (Табл. 3), что слегка превышает допустимый уровень «Голландских листов», а по [14] указывает на незначительное загрязнение. В большинстве же случаев донные отложения Северного Каспия по классификации [14] можно отнести к классу «чистых». Однако, как

и в случае с водой, следует отметить постепенное повышение загрязненности осадков НУ к 2017 г.

Суммарное содержание полиароматические углеводороды (ПАУ) в отложениях менялось от аналитического нуля до 187 нг/г, и было наибольшим в 2016 г. (Табл. 3). В этом году были существенно превышены допустимые уровни канадских критериев качества по аценафтену, дибенз(а,һ)антрацену и 2-метилнафталину, что, по всей вероятности, отрицательно сказалось на донных биоценозах, поскольку прогнозируемая частота проявления негативных последствий достигала 29 %. В целом же, средние и максимальные величины содержания большинства ПАУ не превышали допустимый уровень по «голландским листам» и канадским критериям качества донных отложений, а некоторые были ниже пределов обнаружения аналитического метода в течение всего анализируемого периода (Табл. 3).

Присутствие в осадках нафталина и 2-метилнафталина свидетельствует об их нефтяном загрязнении. Хотя в отличие от воды полиарены этой группы не занимают доминирующего положения, в осадках в большей степени представлены трудноразлагаемые пирогенные ПАУ, фенантрен-полиарен геохимического фона. В целом содержание ПАУ в донных отложениях, согласно полученным данным за рассматриваемый период, не превышало 1000 нг/г, соответствуя I и II уровням токсичности [13], что свидетельствует об умеренном загрязнении.

Таблица 3.

**Содержание УВ в донных отложениях
Северного Каспия (2012–2017 гг.)**

Загрязняющие вещества	Среднее содержание						Диапазон концентраций (2012–2017 гг.)	Допустимый уровень	
	2012	2013	2014	2015	2016	2017		«Голландские листы» [15]	Канадские критерии качества морских ДО [11]
НУ, мкг/г	3,31	2,72	5,50	3,28	18,35	21,16	0–53	50	—
Нафталин, нг/г	1,31	0	0,39	0,090	0,014	0	0–19,6	100	34,6
Аценафтен, нг/г	2,19	0,43	0,77	1,94	5,86	0	0–30,7	—	6,71
Флуорен, нг/г	0,27	0	0	0,21	3,18	0	0–12,3	—	21,2
Фенантрен, нг/г	0,93	0,27	1,40	4,10	4,86	0	0–50,1	500	86,7
Антрацен, нг/г	0,64	1,30	1,69	2,23	1,72	1,09	0–17,9	100	46,9

Флуорантен, нг/г	0,10	0,10	0	0	3,52	0	0–17,8	3000	113
Пирен, нг/г	0	0	0,55	0	4,07	0	0–17,5	—	153
Бенз(а)антрацен, нг/г	0	0	0	0,17	2,40	0	0–9,6	400	74,8
Хризен, нг/г	0	0	0	0,18	3,22	0,06	0–14,7	1100	108
Бенз(б)флуорантен, нг/г	0	0	0	0	0,35	0	0–1,5	—	—
Бенз(к)флуорантен, нг/г	0,03	0	0	0	0,13	0	0–1,3	2000	—
Бенз(а)пирен, нг/г	0	0	0	0	0,75	0,04	0–2,9	3000	88,8
Ди-бенз(а,һ)антрацен, нг/г	0	0	0	0	2,75	0,13	0–9,4	—	6,22
Бензо(ghi)перилен, нг/г	0	0	0	0	1,64	0,02	0–8,2	8000	—
Инден(1,2,3-сd)пирен, нг/г	0	0	0	0	0	0	0	6000	—
2-метилнафталин, нг/г	—	—	—	—	10,20	0	0–35,6	—	20,2
Бифенил, нг/г	—	—	—	—	0	2,18	0–9,3	—	—
Аценафтилен, нг/г	—	—	—	—	0	—	0	—	5,87
Перилен, нг/г	—	—	—	—	0	—	0	—	—
Сумма ПАУ, нг/г	0,36	0,14	0,28	8,66	46,78	1,25	0–187	—	—

Наибольшими величинами концентраций НУ и ПАУ в этот период отличался район Волго-Каспийского канала (ВКК) и прилегающая акватория, характеризующиеся оживленным движением судов, что подтверждает тезис И.А. Немировой [6] о влиянии хронического загрязнения вод на уровень загрязненности донных отложений. Не следует также забывать, что углеводороды в основном накапливаются тонкодисперсными (илистыми, глинистыми) фракциями осадков, которые как раз и распространены в районе ВКК. Для большей же части акватории Северного Каспия характерны грубодисперсные осадки, в основном крупный песок, битая ракушка.

Кроме того, на распределение УВ в осадках накладывает свой отпечаток расположение акватории в зоне смешения пресных речных и соленых морских вод. Как видно из Рис. 4, основное накопление НУ в отложениях происходит при солености до 5‰ (т.е. на глубинах до 5 м), затем содержание НУ

снижается практически на порядок и в дальнейшем колеблется в пределах до 10 мкг/г, т.е. на уровне «очень чистых» осадков по [14].

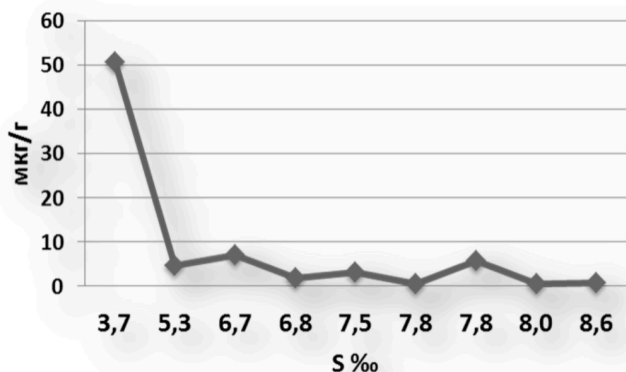


Рис. 4. Изменение содержания НУ (мкг/г) в донных отложениях Северного Каспия с увеличением солености.

Заключение

Загрязненность углеводородами морской среды северо-западной части Каспийского моря отличается высокой пространственно-временной изменчивостью. Повышенный уровень загрязнения вод НУ отмечается на устьевом взморье р. Волги, особенно в его восточной части. Повышенными концентрациями суммы ПАУ и нафталина отличается, напротив, глубоководная восточная часть акватории, прилегающая к границе казахстанского сектора недропользования, наиболее нагруженная с точки зрения транспортных потоков.

В рассматриваемый период отмечался существенный рост загрязненности вод этой акватории НУ, что привело к снижению качества морских вод от класса II «чистые» (2013 г.) до класса IV «загрязненные» (2016–2017 гг.). Вероятнее всего, это связано с оживлением транспортных перевозок в связи с активизацией нефтегазодобычи на морских месторождениях.

Наибольшие величины концентраций в донных осадках НУ и ПАУ показали район Волго-Каспийского канала (ВКК) и прилегающая акватория, характеризующиеся оживленным движением судов. Содержание ПАУ в осадках невелико и связано, как правило, с тонкодисперсными осадками. В целом, по содержанию НУ и ПАУ в донных отложениях можно отнести к незагрязненным или слабо загрязненным в отдельных случаях, что объясняется составом осадков, преимущественно грубодисперсных.

Исследования показывают, что несанкционированные сбросы нефтезагрязненных вод и нефтепродуктов с судов вносят значительный вклад в загрязнение Северного Каспия углеводородами в отсутствие аварийных ситуаций на морских месторождениях.

OIL POLLUTION OF THE NORTH-WESTERN PART OF THE CASPIAN SEA: CURRENT STATE AND MAIN SOURCES

Ostrovskaya E.V., Umrikha A.V.

The paper analyzes data on main sources and hydrocarbons concentrations in water and bottom sediments of the North-Western part of the Caspian Sea for 2012–2017. In these years, total hydrocarbon concentrations risen up drastically, their spatial distribution was patchy that indicate chronic exposure of the area to hydrocarbon pollution. Illegal oil-polluted water and oily products discharges from ships are considered as main source of water pollution in the Northern Caspian if there are no accidental oil spills at the offshore oil deposits. Areas with intensive shipping and shallow Volga mouth area are characterized by higher level of oil pollution. However, considering low total hydrocarbon and PAH concentrations in the sea bottom sediments they can be referred to as unpolluted due to coarse grain size of the sediments.

Литература

1. Иванов А.Ю., Колмыков Е.В., Бобков А.А., Филимонова Н.А., Антонюк А.Ю., Ускова А.А. О характере и причинах возникновения мелкомасштабных пленочных slickов в Северном Каспии, обнаруженных по данным спутникового радиолокационного мониторинга // Охрана окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2014, №12, С. 17-23.
2. Кленкин А.А., Агапов С.А. Динамика распределения нефтепродуктов в воде и донных отложениях Азовского и Черного морей после аварии судов в Керченском проливе // Водные ресурсы, 2011, Т. 38, № 2, С. 214–222.
3. Курапов А.А., Алекперов В.Ю., Маганов Р.У., Островская Е.В. Система экологической безопасности при освоении нефтегазовых месторождений на мелководном шельфе морей. / Отв. ред. Л.И. Лобковский. Астрахань: Издатель Сорокин Роман Васильевич, 2017, 292 с.
4. Курапов А.А., Зорникова О.И., Штунь С.Ю. и др. Производственный экологический мониторинг в районах морской нефтегазодобычи в условиях

- нестабильной экологической обстановки // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2007, №4, С. 6-12.
5. Леонов А.В., Чичерина О.В., Семеняк Л.В. Математическое моделирование процессов загрязнения морской среды нефтяными углеводородами и их деградации в экосистеме Каспийского моря // Водные ресурсы, 2011, Т. 38, №6, С. 707-732.
 6. Немировская И.А. Нефть в океане. Загрязнение и природные потоки. М.: Научный мир, 2013, 432 с.
 7. Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег-лед-вода-взвесь-донные осадки). М.: Науч. Мир, 2004, 328 с.
 8. Островская Е.В., Колмыков Е.В., Курапов А.А., Макарова Е.Н. Методология идентификации источников и мониторинга хронического загрязнения углеводородами морской среды Северного Каспия // Сборник статей по материалам научно-практической конференции с международным участием «Экологическая, промышленная и энергетическая безопасность – 2017» (11-15 сентября 2017 г.) / под ред. Ю.А. Омельчук, Н.В. Ляминой, Г.В. Кучерик. Севастополь: СевГУ, 2017, С. 1015-1017.
 9. Приказ Минсельхоза РФ от 13.12.2016 г. «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения».
 10. Bezrodnykh Yu.P., Deliya S.V., Lavrushin V. Yu., Yunin E.A., Poshibaev V.V., Pokrovskii B.G. Gas seeps in the North Caspian water area // Lithology and Mineral Resources, 2013, №48 (5), P. 373-383.
 11. Canadian Council of Ministers of the Environment (CCME). Canadian Water Quality Guidelines for the Protection of Aquatic Life. Winnipeg, 2001. URL: <http://stts.ccme.ca/en/index.html>. (accessed 24.08.2015).
 12. Caspian Environment Programme. Transboundary diagnostic analysis. CEP I Phase. 2002. URL: <http://projects.inweh.unu.edu/inweh/report.php?ListType=ProjectDocumentAjax&ID=37>.
 13. Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonisation with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP). – Tromsø: Akvaplan-niva, 2011, 71 p.
 14. Volkman J.K., Holdsworth D.G., Neill G.P., Bavor Jr. H.J. Identification of natural anthropogenic and petroleum hydrocarbons in aquatic environments // Science of the Total Environment, 1992, No.112, P. 203–219.
 15. Water pollution control in the Netherlands. Policy and practice 2001. RIZA report 2002.009. Ministry of Transport, Public Works and Water Management. Lelystad, 2002, 77 p.

УРОВНИ И ГЕНЕЗИС УГЛЕВОДОРОДОВ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ РОССИЙСКОГО СЕКТОРА ЧЕРНОГО МОРЯ

Немировская И.А.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

Представлены результаты определения концентраций и состава углеводородов (УВ) во взвеси поверхностных вод и донных осадков российского сектора Черного моря: в районе «Большого Сочи», в Геленджикской и Голубой бухтах, в Феодосийском заливе и в акватории Туапсе (2012–2018 гг.). Установлено, что с уменьшением хозяйственной деятельности (окончание строительства олимпийских объектов и строительства моста через Керченский пролив) уровни УВ снизились. Из-за быстрого разложения в процессе седиментации нефтяные алканы фиксировались только в поверхностных водах Феодосийского залива и в акватории Туапсе. В донных осадках доминировали терригенные, наиболее устойчивые УВ. Влияние загрязнения проявлялось в составе полициклических ароматических углеводородов, а также в повышенном содержании алифатических УВ в песчаных осадках, в частности, в районе Туапсе (до 171.2 мкг/г) и в составе $C_{орг}$ (до 14.2 %).

Введение

Черное море относится к наиболее судоходным морским районам и в настоящее время превратилось в зону основного российского нефтяного экспорта, так как около 138 млн. т нефти и нефтепродуктов (далее нефти) поступает к портам России [13]. Из Новороссийска на танкерах ежегодно перегружается около 60 млн. т нефти, из Туапсе – около 30 млн. т, из порта Кавказ (вблизи которого произошла катастрофа в 2007 г.) – 3 млн. т. Если принять современный объем транспортировки нефти танкерами в Черном море около 150 млн. т/год, то с учетом удельной аварийной потери (30 т на 1 млн. т перевозимой нефти), суммарный объем аварийных разливов при штатных операциях будет составлять около 4500 т/год [19]. При этом следует ожидать ежегодно один разлив объемом более 140 т и 0.2 разлива объемом 5000 т. Таким образом, ежегодный поток нефти при всех видах ее потерь при танкерных перевозках в Черном море может составить около 9000 т [18]. В российской части Черного моря по-прежнему наибольшему загрязнению подвергается акватория в районе порта Новороссийск и черноморская часть Керченского пролива и район Туапсе.

Другой источник антропогенных углеводородов (УВ) – отслужившие свой срок очистные сооружения, построенные на Черноморском побережье. Высокая плотность населения российского побережья и большое количество

морских санаториев и курортов федерального и краевого значения обуславливают особую экологическую и социально-экономическую важность исследованных зон смешения речных вод с морскими, так называемых, «плюмов» российских и абхазских рек, как основных переносчиков загрязнений на шельфе [1, 8]. Зачастую, пляжи санаториев и курортов попадают непосредственно в зону распространения опресненных поверхностных линз. Поэтому основными зонами риска на Черном море были районы, прилегающие к городам Новороссийск, Геленджик, Туапсе и Сочи, а также места якорных стоянок, где сбрасываются в море технологические воды и фекально-бытовые отходы [1].

Менее значимым источником нефтяного загрязнения Черноморского региона является в настоящее время морская добыча УВ. В российском секторе Черного моря разработка месторождений на побережье Крыма стала частью масштабной кампании по разведке залежей нефти и газа на шельфе, где, по данным Bloomberg, было пробурено уже около 100 скважин. Разведка перспективных участков в российском секторе шельфа Черного моря включает Туапсинский прогиб на глубинах от 500 до 2000 м с перспективными ресурсами около 600 млн. т нефти [18]. В нефтегазоносных акваториях происходит высачивание УВ из толщи осадков. Многолетние спутниковые наблюдения поверхности Черного моря позволили выделить районы, в которых регулярно происходит поступление нефти из осадочной толщи. В частности, по данным центра СКАНЭКС совместно с экспертами Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН мористее турецкого города Ризе (в 19,6 км от города) происходит природная инфильтрация нефти в среднем от 0.3 до 2.5 т нефти в день, или от 140 до 1000 т/год [3]. Максимально возможные естественные выбросы нефти, основанные на данных космической радиолокации, могут достигать 2300 тыс. т/год.

С целью определения степени загрязнения российского сектора Черного моря нефтью, было проведено изучение УВ во взвеси поверхностных вод и в поверхностном слое донных осадков в районе «Большого Сочи», в Геленджикской и Голубой бухтах, в Феодосийском заливе и в акватории Туапсе по сравнению с открытыми районами моря.

Методы

Пробы для определения УВ отбирали по ходу движения судна и на гидрологических станциях пластиковым батометром. Взвесь для изучения органических соединений (ОС-С_{орг}, липидов, УВ) выделяли из проб поверхностной воды на предварительно прокаленные при 450⁰С стекловолокнистые фильтры GF/F (0.7 мкм). Для определения количества взвеси ее выделяли методом мембранной фильтрации на предварительно отмытые (4 % особо чистой соляной кислотой) поликарбонатные ядерные фильтры (0.45 мкм) под вакуумом при 0.4 атм. Пробы донных осадков отбирали дночерпателем «Океан».

Для экстракции липидов (суммарная экстрагированная фракция) из воды, взвеси и донных осадков использовали метиленхлорид. Для предотвращения разложения УВ их экстрагировали сразу после отбора проб, или пробы замораживали при -18°C . Отдельные углеводородные фракции выделяли гексаном методом колоночной хроматографии на силикагеле. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии на силикагеле) и алифатических УВ (после колоночной хроматографии на силикагеле) определяли ИК-методом на приборе IRAffinity-1 Shimadzu. В качестве стандарта использовали смесь (по объему): 37.5 % изооктана, 37.5 % гексадекана и 25 % бензола. Чувствительность метода – 3 мкг/мл экстракта [17, 18, 21]. Этот метод принят в качестве арбитражного при определении нефтяных УВ [6, 7].

Для анализа алканов использовали отечественный хроматограф Кристалл-Люкс 4000-М, оснащенный пламенно-ионизационным детектором (ПИД), с капиллярной колонкой 30 м x 0.22 мм фирмы «Supelco», с фазой: 5 % фенила и 95 % поликсилана, при программировании температуры от 60 до 300°C со скоростью $8^{\circ}/\text{мин}$, газ-носитель – гелий (скорость прохождения газа 1.5 л/мин). Для калибровки прибора и определения времени выхода идентифицируемых алканов использовали смесь калибровочных стандартов $n\text{-C}_{10}\text{-C}_{40}$ фирмы «Supelco», а в качестве внутреннего стандарта – сквалан, фирмы «Sigma Aldrich».

Содержание и состав ПАУ определяли методом высокоэффективной жидкостной хроматографии на хроматографе «Lab Alliance» фирмы Shimadzu, снабженным колонкой «Диасфер» фирмы БиоХимМак. В качестве стандартов использовали смесь индивидуальных ПАУ фирмы Supelco.

Определение $S_{\text{орг}}$ в пробах взвесей и донных осадков проводили методом сухого сжигания на анализаторе АН-7560 [12]. Фильтр (или его часть) или навеску осадка помещали в фарфоровый тигель, и использовали обычные процедуры, применяемые при определении $S_{\text{орг}}$ в донных осадках. Чувствительность метода 6 мкг углерода в пробе, точность 3–6 относительных % [17].

Результаты

Район «Большого Сочи»

Одним из источников загрязнения этого района являются промышленные предприятия (более 20), расположенные вдоль рек Мзымта и Сочи. Ранее в воде рек этой акватории концентрация нефтепродуктов превышала ПДК в 16 раз, а тяжелых металлов (Cu, Fe, Zn и др.) – в 3–5 раз [6]. Поэтому вода сочинского побережья классифицировалась как грязная (V класс загрязнения). Вдобавок канализационные сточные воды частично сбрасывали в море более чем в 10 точках, на глубине менее 10 м и удалении около 1 км от берега на траверсе района Хоста.

Как показали наши исследования в поверхностных водах на геохимическом барьере р. Мзымта – Черное море, содержание УВ уменьшилось в 2013 г. в 6 раз (Рис. 1). Распределение УВ подчинялось закономерностям маргинального фильтра. Область смешения речных и морских вод (маргинальный фильтр) состоит из трех основных зон: гравитационной, физико-химической и биологической [11]. В гравитационной зоне, вследствие подпора речных вод морскими, осаждаются песчано-алевритовые фракции. В физико-химической зоне происходит захват коллоидов и растворенных соединений (зона флокуляции и коагуляции). Эти области характеризуются высокой мутностью вод и затрудненным фотосинтезом. После осаждения различных соединений с просветлением воды развивается фитопланктон и возникает биологическая зона (ассимиляция и трансформация растворенных веществ минерального и органического состава). В гравитационной зоне с выпадением крупных частиц взвеси происходило наиболее резкое снижение содержания УВ (Рис. 1). «Потери» в их концентрациях достигали 74 %. В физико-химической зоне ($S=1.5$ епс) в процессах флокуляции и коагуляции содержание УВ достигало 80 мкг/л. В биологической зоне ($S = 13.5$ епс) с просветлением воды и образованием планктона также наблюдался рост концентраций УВ, но в меньшей степени, чем в других зонах маргинального фильтра – до 60 мкг/л. Распределение УВ коррелировало с содержанием взвеси: $r = 0.95$ ($n = 13$).

На геохимическом барьере р. Кудепста-Черное море содержание УВ уменьшалось только в 2 раза, что обусловлено меньшим ее стоком по сравнению с р. Мзымта особенностью водосбора, а также удаленностью от стройки олимпийских объектов. В то же время в этом районе установлено сходство между распределением относительной прозрачности верхнего слоя моря и распределением на его поверхности концентраций консервативных примесей (взвешенных минеральных и органических веществ). Более контрастно выглядело поле распределения концентраций хлорофилла, которое формируется более сложным комплексом биохимических условий. В северной части полигона максимумы взвеси и хлорофилла не совпадали.

Таблица 1.

Содержание органических соединений во взвеси поверхностных вод

Год исследования	УВ, мкг/л		Липиды, мкг/л		Хлорофилл, мкг/л		Взвесь, мг/г	
	Интервал	Средн.	Интервал	Средн.	Интервал	Средн.	Интервал	Средн.
Большой Сочи								
2013	19–238	58	58–743	185	0.14–0.37	0.27	1.38–31.57	8.07
2014	4–675	49	9–876	120	0.25–2.46	1.05	1.16–8.69	3.16
2015	14–33	24	28–119	63	не опред.		1.45–31.10	12.25
Геленджикская бухта								
2012	5–15	9	22–40	31	0.25–1.90	0.60	0.58–1.62	0.90
2013	11–42	20	33–100	58	0.15–1.30	0.30	не опред.	
2014 г.*	2–67	15	не опред.					
Разрез от г. Геленджик в открытое море								
2015 г.	23–24	24	76–123	94	0.20–0.51	0.34	0.28–0.41	0.35
Феодосийский залив								
2015	14–90	35	32–213	83	0.03–0.28	0.12	0.44–2.38	1.2
2016, май	16–179	64	54–300	131	0.21–0.45	0.32	0.38–1.57	0.90
2016, сентябрь	19–92	51	47–326	134	0.17–0.81	0.42	0.40–2.22	1.14
2017	11–29	18	59–125	87	0.13–0.26	0.20	0.28–1.10	0.66
Центральная часть Черного моря								
2015	9–21	14	24–47	37	0.01–0.22	0.14	0.24–0.38	0.28
район Туапсе								
2018	16–63**	29	28–288	84	не опред.		0.47–2.12	0.93

* по данным [22];

**исключена концентрация в р.Туапсе

В этом районе наиболее высокие концентрации УВ были установлены в 2013 г. в водах р. Битха (32–675 мкг/л, в среднем 127 мкг/л, $n = 7$). Битха впадает в море в районе поселка Лоо и протекает через крупнейший на побережье полигон твердых бытовых отходов. Очистные сооружения на реке отсутствовали. Плюм р. Битха имел стойкую ярко-коричневую окраску, резкий запах. Концентрации органических соединений в нем превышали фоновые морские значения более чем в 20 раз, металлов – почти в 100 раз, аммиака – в 300 раз, а влияние стока прослеживалось на расстоянии порядка 1000 метров от устья реки вдольбереговом направлении [2]. Однако при разбавлении речных вод морскими, содержание УВ постепенно уменьшалось, но и на мористых станциях разреза уровень УВ оставался достаточно высоким: 38–53 мкг/л.

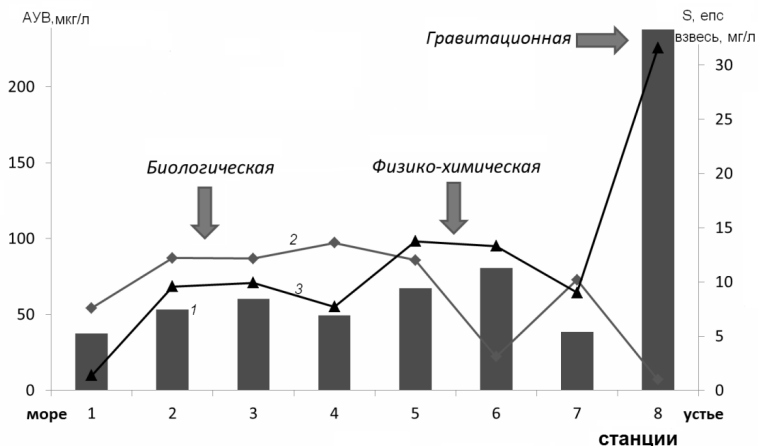


Рис. 1. Распределение на геохимическом барьере р. Мзымта-Черное море в поверхностных водах концентраций УВ (1), солёности (2) и взвеси (3) в мае 2013 г.

В мае 2014 г. после окончания олимпийской стройки, содержание УВ в поверхностных водах этого района снизилось в среднем в 1.6 раз (до 49 мкг/л), а взвеси – примерно в 3 раза (до 4.2 мг/л, Табл. 1). В мае 2015 г. произошло дальнейшее снижение концентраций УВ. При этом стоит отметить резкое уменьшение содержания УВ в месте впадения р. Битха (в 6 раз), что связано с закрытием полигона отходов.

Прибрежные песчанистые осадки в районе Большого Сочи в 2014 г. отличались высокими концентрациями УВ как в пересчете на сухую массу до 119 мкг/г, так и в составе Сор_г (7.79 %) (Табл. 2, Рис. 2). К 2015 г. в осадках также произошло снижение концентраций УВ в среднем с 31 до 18 мкг/г. Низкое содержание в составе Сор_г (<1 %) косвенно указывает природный генезис УВ [16].

Таблица 2.

Содержание органических соединений в поверхностном слое донных осадков

Год исследований	Кол-во проб	УВ, мкг/г		Сорг, %		УВ, % Сорг		Влажность, %	
		Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее
Большой Сочи									
2014	18	5–119	31	0.06–0.35	0.15	0.44–7.79	2.09	22–26	24
2015	2	14–21	18	0.25–0.58	0.41	0.21–0.74	0.48	22–33	27
Геленджикская бухта									
2013	8	11–252	62	0.09–0.69	0.32	0.75–3.17	1.62	21–34	28
2016	18	8–144	34	0.08–1.01	0.33	0.27–15.11	1.41	19–33	25
Феодосийский залив									
2015	9	17–80	33	0.39–1.16	0.88	0.17–0.73	0.35	24–54	45
2016	16	3–95	35	0.18–1.30	0.92	0.11–0.63	0.31	26–66	56
2017	18	9–51	26	0.42–1.22	0.73	0.14–0.50	0.29	17–64	51
Разрез от г. Геленджик в открытое море									
2015	8	4–28	15	0.57–1.31	1.03	0.05–0.25	0.13	34–57	45
Центральная часть Черного моря									
2015	6	23–34	27	1.54–4.70	3.26	0.06–0.13	0.09	55–94	72
2017	5	36–64	47	1.10–4.40	3.10	0.09–0.28	0.17	52–92	66
Район Туапсе									
2018	12	5–171	67	0.077–0.372	0.17	0.29–8.41	2.88	20–30	27.3

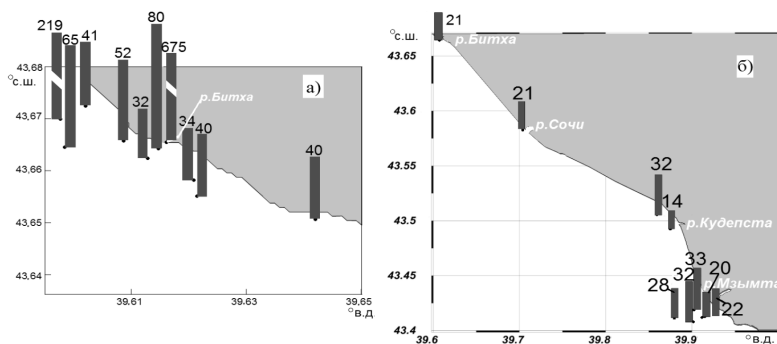


Рис. 2. Распределение концентраций УВ (мкг/г) в донных осадках района Большого Сочи в мае: (а) – 2014 г.; (б) – 2015 г.

Геленджикская и Голубая бухты

В поверхностных водах летом 2012 г. концентрации УВ оказались близкими (Табл. 1). Их среднее содержание (9–11 мкг/л) было даже ниже фонового уровня для прибрежных морских районов – 20 мкг/л [16]. Столь низкие концентрации УВ согласуются с данными спутникового мониторинга, который не обнаружил наличие нефтяных пленок в этом районе во время наших исследований.

В Геленджикской бухте повышенные концентрации УВ, так же как и хлорофилла, приурочены к береговой зоне, в особенности, к ее восточной части. Такое же распределение УВ в поверхностных водах было отмечено в этом районе в 2010 г. [6], и, скорее всего, обусловлено динамикой вод. Основной водный поток поступает в Геленджикскую бухту через центр горловины, доходит до берега и образует водовороты в западной и более сильный в восточной части. Западная часть бухты вентилируется лучше восточной, где выходящая вода может несколько раз вовлекаться в круговорот. Поэтому концентрирование УВ, хлорофилла и взвеси происходило на востоке бухты. Кроме того впадение р. Су-Аран в этом районе также влияет на распределение изучаемых соединений.

В Голубой бухте летом 2012 г. более высокие концентрации УВ приурочены к центральной части из-за сварочных работ по утилизации сухогруза «Ibrahim», который ранее сел здесь на мель. Согласно данным сканирующего электронного микроскопа, во взвеси этого района присутствовали сферы сгорания, а на прибрежных станциях – обломки минеральных частиц и диатомовые водоросли. В отличие от УВ повышенные концентрации хлорофилла приурочены к северной части бухты к месту впадения р. Ашамба. Влияние биогенных частиц на состав взвеси подтверждает наличие линейной зависимости между концентрациями взвеси и хлорофилла: $Xл = 0.99 \times C_{вз} - 0.26$, $r^2 = 0.74$, т.е. концентрации взвеси определяются в основном биологическими процессами.

В 2013 г. содержание УВ в поверхностных водах этого района возросло (в среднем до 31–35 мкг/л, Табл. 1). Область повышенных концентраций в Геленджикской бухте сместилась на северо–запад, но по-прежнему оставалась в прибрежной зоне. При этом концентрации хлорофилла уменьшились в 2 раза. Состав алканов, выделенных из поверхностных вод оказался близким; доминировали низкомолекулярные автохтонные алканы (Рис. 3а). Отношение низко– к высокомолекулярным гомологам колебалось от 4 до 5. Основной источник УВ – фитопланктон, о чем свидетельствовал максимум при n–C₁₇, а увеличение гомологов n–C₂₀, – C₂₂ – о микробной трансформации. Плавное распределение гомологов в высокомолекулярной области (CPI = 0.95–1.07) может указывать на присутствие выветренных нефтяных УВ. Подобный состав алканов характерен для водной толщи Черного и Азовского морей [9].

Изучение межсезонной изменчивости содержания различных загрязняющих веществ в поверхностных водах Геленджикской бухты показало, что происходит последовательное увеличение концентраций УВ от лета (15 мкг/л) к зиме (30 мкг/л) с максимумом весной (67 мкг/л) [22]. При повышенных летних температурах трансформация ОВ (органические вещества), в том числе УВ, возрастает, а с понижением температуры процессы деградации замедляются, и происходит накопление УВ [24].

Донные осадки Голубой и Геленджикской бухт, отобранные летом 2013 г., в основном представлены заиленным песчанистым материалом с влажностью от 21 до 45 % (в среднем 30 %). Содержание УВ изменялось от 25 до 252 мкг/г в Геленджикской и от 16 до 103 мкг/г – в Голубой бухтах (от 0.5 до 6.5 % в составе $C_{орг}$, (Рис. 4). Концентрации УВ так же, как ОВ в целом, определяют гранулометрический состав осадков [16]. Наиболее высокое содержание УВ приурочено к донным отложениям с повышенной илистой фракцией.

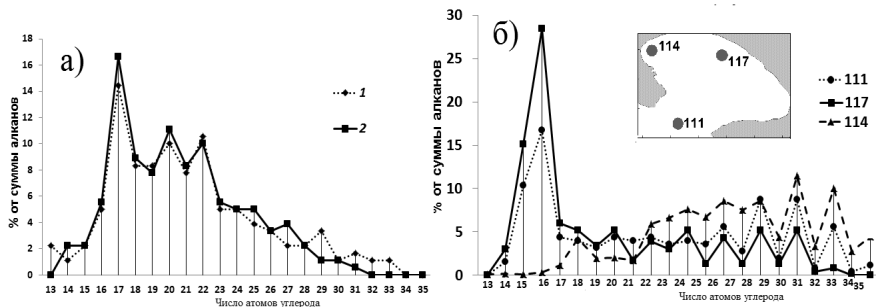


Рис. 3. Состав n-алканов, выделенных из интегральных проб поверхностной воды (а): в Голубой (1), Геленджикской (2) бухтах, и в донных осадках на отдельных станциях в Геленджикской бухте (б). На врезке показано расположение станций.

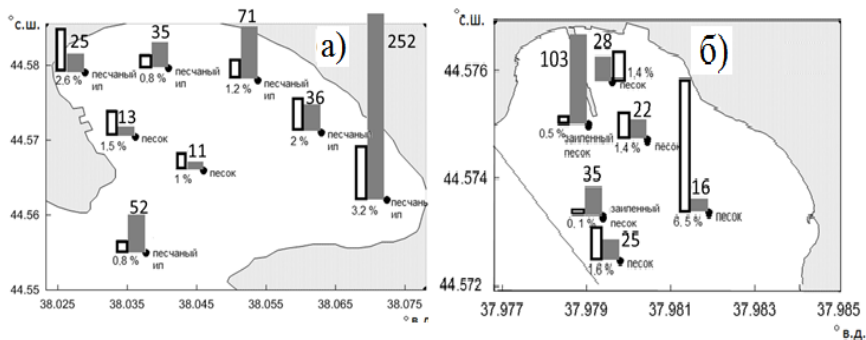


Рис. 4. Распределение концентраций УВ (мкг/г) в поверхностном слое донных осадков (темные столбцы и цифры над ними) и их доли (%) в составе $C_{орг}$ (светлые столбцы и цифры под ними) в Геленджикской (а) и в Голубой (б) бухтах.

В составе алканов этих осадков в низкомолекулярной области, так же как в поверхностных водах, доминировал $n-C_{17}$, а в высокомолекулярной – серия нечетных гомологов $n-C_{27}-C_{31}$, имеющих терригенную природу (Рис.3б). В большинстве проб преобладали низкомолекулярные алканы, так как отношение $\sum(C_{15}-C_{24})/\sum(C_{25}-C_{35}) > 1$. Последнее указывает на интенсивные биологические процессы в поверхностном слое донных осадках, а высокие значения CPI (в области C_{25-35}) – о сохранении устойчивых терригенных гомологов. Известно, что нефтепродукты при определенных концентрациях могут интенсифицировать биохимические процессы [16, 24].

Содержание ПАУ в донных осадках Голубой и Геленджикской бухт изменялось от 6.3 до 148 нг/г (в среднем 33.9 нг/г). Их концентрации в Геленджикской бухте (в среднем 41.2 нг/г) были почти в 2 раза выше, чем в Голубой бухте (24.2 нг/г). Несмотря на сравнительно небольшую площадь этих бухт, состав ПАУ менялся в зависимости от местоположения станций. Содержание доминантных полиаренов в среднем уменьшалось в последовательности (в %): пирен (20.2) > флуорантен (16.7) > фенантрен (15.7) > бенз(а)антрацен (7.3) > нафталин (5.6) > бенз(а)пирен (4.8). Преобладание в осадках станций 1 и 2 в Геленджикской бухте пирена над флуорантеном (ФЛ/П = 0.29–0.41) и над периленом, имеющим природное терригенное происхождение (П/ПЛ = 5–24.5), может указывать на поступление свежих продуктов сгорания топлива [25]. В остальных пробах доля флуорантена была выше, чем пирена. Примечательно, что в осадке на ст. 1 Геленджикской бухты повышена доля метилнафталина относительно нафталина (Н/меН=0.09), что характерно для нефтяных полиаренов. В осадках других станций содержание этих аренов было практически равным и отношение Н/меН ≤ 1 . Низкие концентрации нафталина и его метилированных

гомологов могут быть обусловлены их быстрым разложением в процессе седиментации [Tolosa et al, 2004]. Преобладание антропогенных полиаренов над природными на ст. 1 сказывается также в сравнительно низкой для прибрежной зоны (1.3 %) доли перилена. Максимальная доля перилена (42 %) приурочена к осадкам ст. 5 в Голубой бухте.

Летом 2016 г. в донных осадках, представленных в основном песчанистыми фракциями с влажностью от 19 до 33% и концентрацией $C_{орг}$ 0.082–1.009 %, содержание УВ в Геленджикской бухте изменялось от 8 до 144 мкг/г, а в Голубой – от 9 до 12 мкг/г (Табл. 2). При этом их концентрации в составе $C_{орг}$ достигали на прибрежных станциях в Геленджикской бухте 1.8–15.1 %, то есть были значительно выше фоновых, что косвенно может свидетельствовать о нефтяном загрязнении донных осадков. Однако в составе алканов, как и ранее, доминировал в низкомолекулярной области $n-C_{17}$, а в высокомолекулярной – серия нечетных гомологов C_{25} – C_{31} , то есть преобладали биогенные природные соединения.

Феодосийский залив

В поверхностных водах в мае 2015 г. концентрации УВ в этом районе изменялись от 14 до 90 мкг/л, в среднем 35 мкг/л (Табл. 1, Рис. 5а). В мае 2016 г. содержание УВ увеличилось в среднем почти в 2 раза (64 мкг/л, Табл. 1). Высокие концентрации были отмечены у м. Чауда, в центральной части Феодосийского залива, в районе нефтебазы и рейдовых причалов в г. Феодосия и в открытой части моря у мыса Ильи (Рис. 5б). В сентябре 2016 г. пространственное распределение УВ осталось прежним (Рис. 5в), но концентрации незначительно снизились, что, скорее всего, связано с деструкцией УВ при повышении температуры воды [5].

Несмотря на высокие концентрации УВ в 2015 и 2016 гг., состав алканов поверхностных вод только на ст. 3 у мыса Чауда характеризовался плавным распределением гомологов в низкомолекулярной области, что может соответствовать выветренным нефтяным УВ. Также на это указывает индекс нечетности $CPI \approx 1$ ($CPI = \sum C_{нечетные} / \sum C_{четные}$). На станциях 1 и 2 максимум при $n-C_{18}$ и пониженные значения отношения низко- к высокомолекулярным гомологам: $L/H = \sum(C_{10}-C_{24}) / \sum(C_{25}-C_{40}) = 0.3-0.5$ при очень высоких концентрациях УВ (179 и 129 мкг/л соответственно) могут указывать на микробальное разложение алканов (Рис. 6), скорее всего, нефтяных. На этих станциях также отмечено повышенное относительное содержание УВ в составе липидов (до 70 %).

В мае 2017 г. содержание УВ уменьшилось в среднем до фоновых значений 18–20 мкг/л (Рис. 5г). При этом концентрации УВ в поверхностных водах, так же как и взвеси, оказались самыми низкими за весь период наблюдений. Связано это в основном с уменьшением поступления азовоморских вод в

Феодосийский залив, что подтверждают спутниковые данные. Синхронно с уменьшением уровня УВ понизились концентрации хлорофилла и взвеси (Табл. 1). Латеральное распределение УВ в 2017 г. оказалось довольно постоянным, так как стандартное отклонение – σ (5.1 мкг/л) составило всего 28.5 % от средней величины и 27 % в составе липидов. Наиболее высокие концентрации приурочены к станциям в центральной части Феодосийского залива с наиболее высокой долей в составе липидов (46–51 %).

Однако и здесь их концентрации оказались значительно ниже ПДК для нефтяных УВ. Ранее в этом районе также наблюдалось повышенное содержание УВ и хлорофилла, что может быть вызвано гидрологическими особенностями залива. В общих чертах распределение УВ повторяло латеральное распределение взвешенного органического углерода: $r(\text{УВ-взвесь}) = 0.53$.

При максимальной концентрации УВ. на ст. 9 (29.3 мкг/л) в низкомолекулярной области распределение алканов было плавным (Рис. 6а), что характерно для выветренных нефтепродуктов.

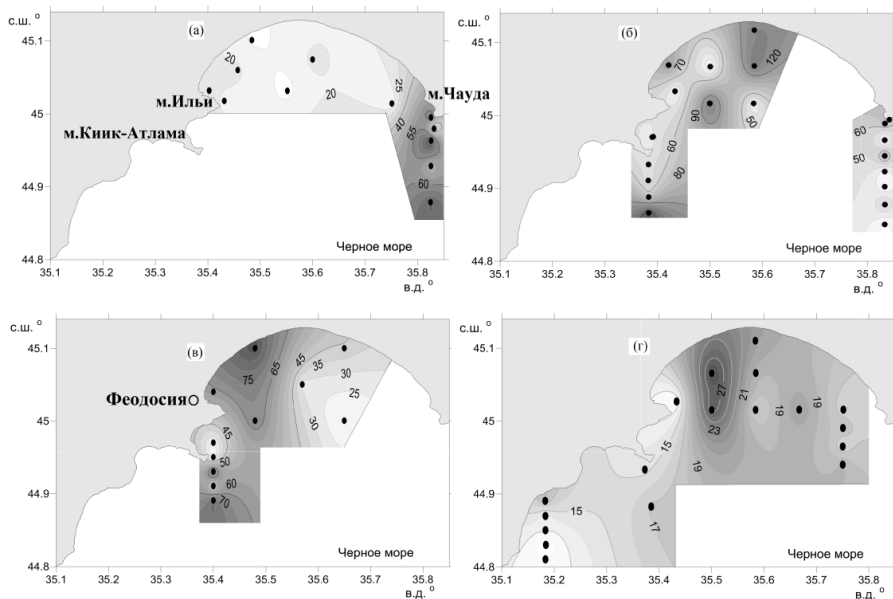


Рис. 5. Распределение концентраций УВ (мкг/л) в поверхностных водах Феодосийского залива: в мае 2015 г. (а), в мае 2016 г. (б), в сентябре 2016 г. (в), в мае 2017 г. (г).

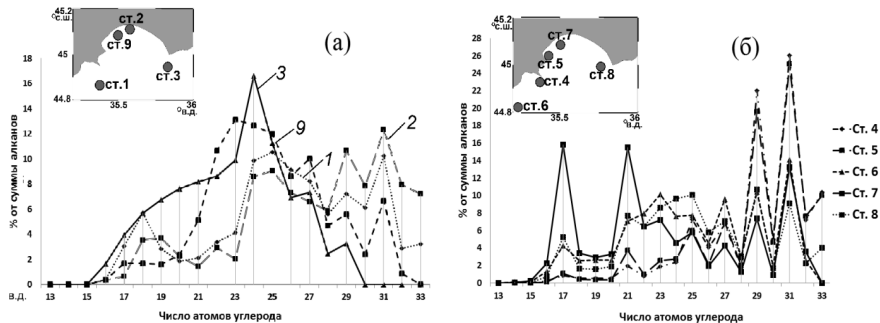


Рис. 6. Состав алканов, выделенных из поверхностных вод (а) и донных осадков (б). На вставках расположение станций в Феодосийском заливе.

Донные отложения в Феодосийском заливе в основном были представлены песчано-алевритовым илом. Высокие концентрации УВ были отмечены в районе порта Феодосия (Рис. 7а) в осадках с повышенной долей илистой фракции (80 мкг/г в 2015 г; 56 мкг/г в 2016 г.) (Табл. 2).

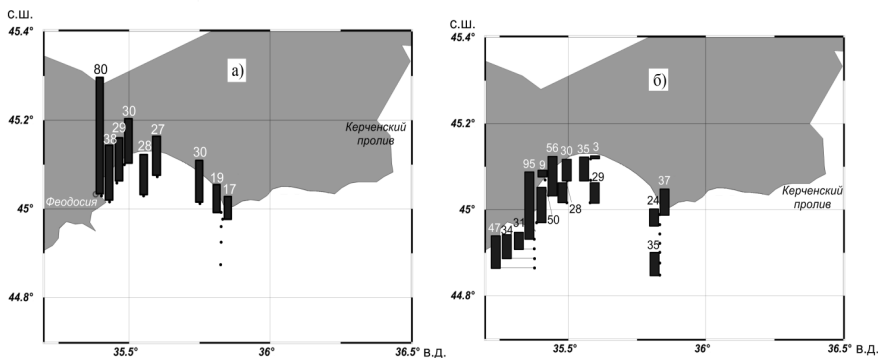


Рис. 7. Распределение концентраций УВ (мкг/г) в поверхностном слое донных осадков Феодосийского залива: в мае 2015 г. (а), в мае 2016 г. (б).

Состав алканов донных осадков имел бимодальное распределение гомологов (Рис. 7б) с максимумами в низкомолекулярной области $n-C_{17}$ и $n-C_{21}$, имеющих автохтонное фитопланктонное и микробальное происхождение [26, 29]. В высокомолекулярной области преобладали нечетные терригенные гомологи

н-С₂₅–С₃₁. Доминирование аллохтонных УВ приводит к тому, что в составе алканов донных осадков по сравнению с поверхностной взвесью уменьшается отношение L/H (до 0,1) и увеличиваются значения CPI (до 3,8).

Содержание ПАУ в донных осадках Феодосийского залива изменялось от 6 до 348 нг/г, при этом более высокие концентрации установлены в районе порта и у мыса Чауда. В составе ПАУ доминировали хризен, флуорантен и пирен (Рис. 8). Два последних полиарена образуются в основном в процессах горения, что указывает на загрязнение осадков пирогенными ПАУ. Это подтверждается также преобладанием пирена над перилоном (П/ПЛ = 4–6,6). Исключение установлено на станции, расположенной в центральной части залива, где отношение П/ПЛ=0,7. Максимальная концентрация нафталина (28 %) на станции, расположенной у м. Чауда, может указывать на загрязнение осадков в этом районе нефтяными УВ [24, 25].

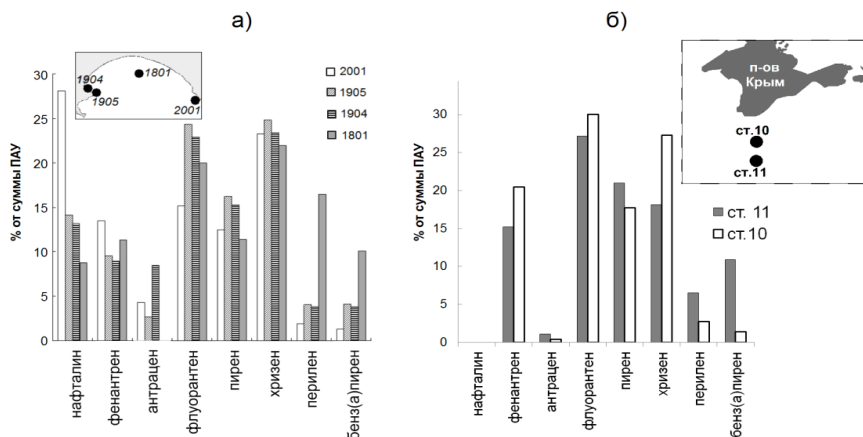


Рис. 8. Состав ПАУ в донных осадках Феодосийского залива (а) и открытой части Черного моря (б).

Туапсинский район

В поверхностных водах в районе г. Туапсе содержание УВ изменялось от 16 до 49 мкг/л, в среднем – 29 мкг/л. Наиболее высокие концентрации были отмечены в устьевой области р. Туапсе, в прибрежной зоне и на выходе из порта (Рис. 9). В самой реке Туапсе концентрация достигала 275 мкг/л (17 мкг/мг взвеси). На станции, расположенной на выходе из порта, концентрация УВ составила уже

41 мкг/л. Высокое содержание УВ в составе липидов (82 %) и в составе $C_{орг}$ (40 %) может косвенно указывать на их нефтяной генезис. Это подтверждает и состав алканов поверхностных вод, где на станциях 7, 8 и в речной пробе отмечено плавное распределение гомологов (значения СРІ колебались в интервале 1.1 – 1.25), что также свидетельствует в пользу нефтяного происхождения УВ. Небольшой пик $n-C_{17}$ в речной пробе указывает на вклад фитопланктона.

В районе поселка Головинка концентрации УВ изменялись от 19 до 63 мкг/л, в среднем 36 мкг/л, а в реке Шахе – в среднем 20 мкг/л; наиболее высокое содержание наблюдалось в устьевой области реки. Алканы имели здесь преимущественно аллохтонный генезис с преобладанием в высокомолекулярной области серии нечётных гомологов. В тоже время плавное распределение низкомолекулярных алканов может указывать на присутствие выветренных сильно трансформированных нефтяных УВ (Рис. 10). В районе пос. Лазаревское содержание УВ изменялось в интервале 16–32 мкг/л, в среднем 25 мкг/л; а в р. Псеузапсе – 20 мкг/л. По данным мониторинга [7], содержание нефтяных УВ в поверхностных водах в прибрежном районе г. Туапсе (1996–2015 гг.) изменялось от года к году и трудно выделить устойчивый тренд их концентраций УВ. Но экстремальные высокие значения здесь встречались чаще, чем в других районах. В целом на акватории всего Кавказского побережья наблюдалась значительная вариабельность среднегодовых величин и существенный уровень различия между районами.

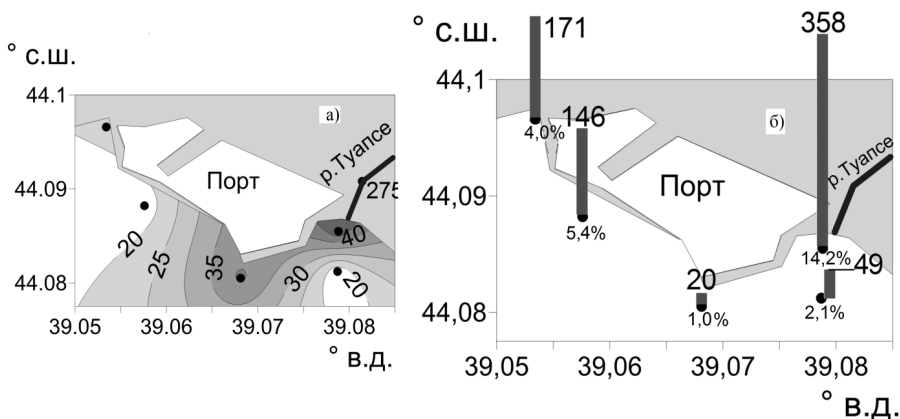


Рис. 9. Содержание УВ: а) в поверхностных водах (мкг/л); б) в донных осадках (мкг/г) в районе г. Туапсе в мае–июне 2018 г.

В песчанистых донных осадках в районе Туапсе концентрации УВ изменялись от 20 до 358 мкг/г (Табл. 2). Наиболее высокие концентрации были

установлены на станциях 6, 7 и 9 (Рис. 9). На ст. 8, расположенной на выходе из порта, при низкой концентрации УВ (20 мкг/г) плавное распределение гомологов в низкомолекулярной области может свидетельствовать об их терригенно-нефтяном генезисе (Рис. 10б). В низкомолекулярной области доминировали алканы фитопланктона и микробияльные, а в высокомолекулярной – серия нечетных терригенных гомологов $n-C_{25}-n-C_{35}$.

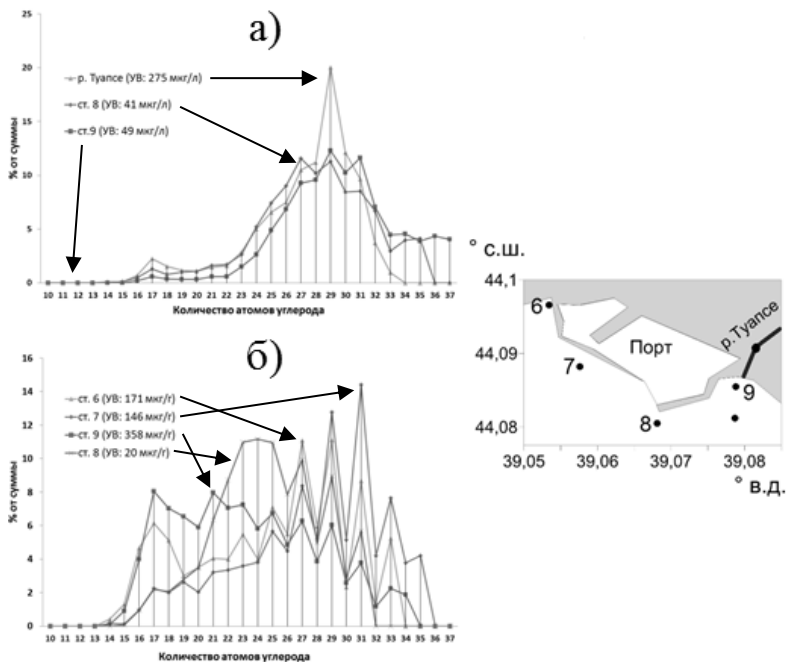


Рис. 10. Состав алканов в районе г. Туапсе в поверхностных водах (а) и донных осадках (б) (справа врезка с номерами станций).

В песчанистых донных осадках в районе Туапсе концентрации УВ изменялись от 20 до 358 мкг/г (Табл. 2). Наиболее высокие концентрации были установлены на станциях 6, 7 и 9 (Рис. 9). На ст. 8, расположенной на выходе из порта, при низкой концентрации УВ (20 мкг/г) плавное распределение гомологов в низкомолекулярной области может свидетельствовать об их терригенно-нефтяном генезисе (Рис. 10б). В низкомолекулярной области доминировали алканы фитопланктона и микробияльные, а в высокомолекулярной – серия нечетных терригенных гомологов $n-C_{25}-n-C_{35}$.

Открытая часть моря

В июне 2015 г. на разрезе от Геленджикской бухты концентрации УВ в поверхностных водах изменялись незначительно (в среднем 18 мкг/л, Табл. 1). Существование корреляции между содержанием УВ и липидов ($r = 0.94$, $n = 18$) как в поверхностном слое, так и по всей толще воды что может указывать на высокую степень преобразования УВ. В алевроитопелитовых осадках на этом разрезе содержание УВ было низким как в пересчете на сухую массу (10–18 мкг/г), так и в составе Сорг (0.13 %, Табл. 2), то есть так же, как и в воде, соответствовали фоновому уровню.

В ноябре 2015г. к югу от Крымского полуострова концентрации УВ также превышали фоновые: в поверхностных водах 9–21 мкг/л, в заиленных донных осадках 23–34 мкг/г. На природный генезис УВ в донных отложениях косвенно указывало низкое содержание УВ в составе Сорг (в среднем 0.09 %).

В декабре 2017 г. содержание УВ в илистых донных отложениях увеличилось примерно в 2 раза по сравнению с 2015 г. (в среднем с 39 мкг/г до 64 мкг/г), что совпадало с ростом концентраций Сорг с 3.3 до 4.4 % (Табл. 2). Низкое содержание УВ в составе Сорг (0,1–0,3 %) и состав алканов, где доминировали нечетные высокомолекулярные гомологи высшей наземной растительности, указывало на природное алохтонное происхождение УВ. В составе ПАУ осадков (Рис. 8б) отсутствовал нафталин, который разлагается в процессе седиментации [29]. Однако повышенная доля флуорантена, пирена и бенз(а)пирена может указывать на влияние на состав полиаренов продуктов пиролиза органического сырья.

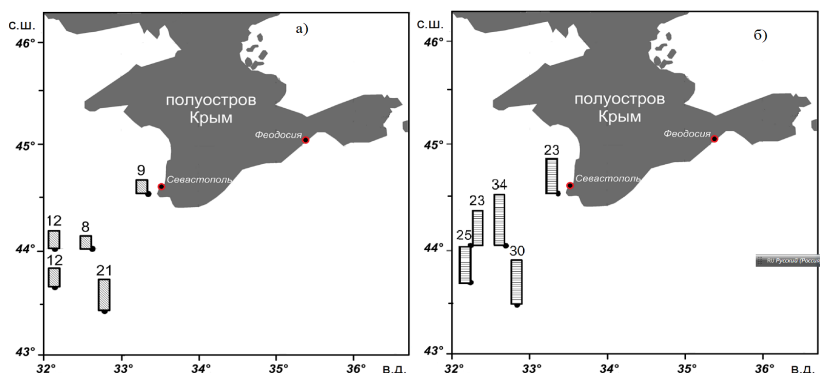


Рис. 11. Распределение концентраций УВ: (а) – в поверхностных водах (мкг/л) и (б) – в донных осадках (мкг/г) в открытых районах Черного моря в 2015 г. Концентрации – цифры над столбцами.

Обсуждение результатов

Несмотря на интенсивное судоходство в российском секторе Черного моря, только в отдельных районах содержание УВ в поверхностных водах достигало высоких концентраций. Изменчивость концентраций УВ во взвеси поверхностных вод обусловлена как гидрологическими особенностями исследованных акваторий и изменением продуктивности вод, так и поступлениями нефтепродуктов, а также быстрой утилизацией органических соединений [10]. Наиболее высокие концентрации наблюдались в 2013–2014 гг. в районе Большого Сочи в устье рек Мзымта и Битха, и в 2015–2016 гг. – в Феодосийском заливе, а в 2018 г. – в акватории Туапсе, где расположен нефтеналивной комплекс.

Район Большого Сочи, ранее считался одним из наиболее загрязненных в российской части Черного моря [28, 30]. Как показали наши данные, окончание строительства олимпийских объектов и проводимая рекреационная политика (в частности закрытие полигона отходов в устье р. Битха), привели к снижению загрязнения в этом районе. Кроме того, при смешении речных вод с морскими происходит выпадение основного количества поступающих загрязнений. Проведение мониторинга установило уменьшение в последние годы в акватории юго-западной оконечности Крымского п-ова нефтяного загрязнения морской воды [15]. Эти результаты согласуются с данными полученными ранее для прибрежных осадков российского шельфа (15–170 мкг/г) [17], а также совпали с концентрациями, установленными в осадках Средиземного моря [26]. Однако их уровни ниже, чем в акваториях с постоянными нефтяными поступлениями [16, 24, 29].

Благодаря гидрофобным свойствам УВ, рост их концентраций обычно наблюдается в районах с более высоким содержанием взвеси. В меньшей степени распределение УВ зависит от продукционных характеристик района [16]. В связи с отсутствием крупных промышленных объектов на берегу в районе Геленджикской бухты, а также с удаленностью от основных судоходных путей на распределение УВ в этом районе влияют в основном природные процессы. Низкая продуктивность (концентрации хлорофилла меньше 1 мкг/л) обуславливает и низкое содержание УВ в поверхностных водах. Последнее совпадает с данными проводимого мониторинга, согласно которому курортные акватории Анапы и Геленджика значительно чище по сравнению с прибрежными районами Новороссийска и Туапсе, особенно в весенний период [13].

В Феодосийском заливе на концентрации УВ значительное влияние оказывает поступление загрязненных вод из Керченского пролива, где расположены стоянки судов и площадки рейдовой перевалки нефти. Прямые измерения скорости течений, а также геострофические оценки указывают на существование в верхнем 15–метровом слое струйного вдольберегового течения западного направления, переносящего азовоморские воды в сторону Феодосийского

залива [4]. Ранее мониторинг состояния морских вод Керченского пролива на разрезе между портами Крым и Кавказ фиксировал ежемесячное превышение ПДК (до 28 ПДК!) в 2014–2015 гг. в 47–49 % случаях от общего количества определений [7]. В линзах загрязненной воды из Керченского пролива обычно повышено содержание растворенного органического вещества, нефтепродуктов и взвеси [10]. Все это способствовало увеличению взвеси и концентраций УВ во взвеси в этой акватории, особенно в районе мыса Чауда, а в составе алканов в низкомолекулярной области (на отдельных станциях) – выветренных нефтяных УВ.

Однако наши исследования в этом районе установили, что межгодовая изменчивость содержания УВ обусловлена не только сезонным ходом стока азовоморских вод и динамическими процессами, но и снижением поступления нефтяного загрязнения из самого Керченского пролива, где, по-видимому, экологическим проблемам стали уделять больше внимания. Поэтому в последние годы наметилась тенденция снижения загрязненности черноморских вод [7, 13, 18].

По результатам мониторинга пролива из космоса была составлена интегральная карта обнаруженных загрязнений [3]. В первую очередь, это пленочные загрязнения, связанные с интенсивным судовым трафиком, перевалкой нефтепродуктов и различных сыпучих грузов (сера, цемент, удобрения и так далее) на якорных стоянках и рейдах № 471 и № 451, а также взмучивание донных осадков из-за строительных и дноуглубительных работ при прокладке магистрального газопровода Краснодарский край – Крым. Пленки нефтепродуктов также наблюдались в районе фарватера и главного судоходного канала.

Кроме того, из анализа радиолокационных изображений и опубликованных данных о положении газовых факелов и грязевых вулканов на прикерченском участке шельфа Черного моря, было сделано заключение, что источником нефтепроявлений, наблюдаемых в этом месте на поверхности моря, может быть один из подводных грязевых вулканов [23]. Влияние этого источника еще предстоит выяснить.

В районе Туапсе присутствие загрязнения прослеживается в повышенных концентрациях УВ как в поверхностных водах (в реке до 275 мкг/л), так и в донных осадках (до 358 мкг/г), а также в составе алканов. В районе пос. Лазаревское содержание УВ находилось на уровне фоновых значений. В районе пос. Головинка наблюдались отдельные признаки значительно трансформированных нефтяных УВ.

Деградация нефтяных УВ происходит быстро [5]. Только в Севастопольской бухте через бактериальное сообщество морской воды и донных осадков в год трансформируется 4.4 т и 0.02 т нефтяных углеводородов соответственно [14]. Потенциально (по расчетным данным) зоопланктонное сообщество бухты

может накапливать и переносить 15 т нефти в сутки. Поэтому в Феодосийском заливе при концентрациях УВ, превышающих ПДК, согласно конфигурациям спектров и значениям молекулярных маркеров, алканы имели смешанный генезис: в низкомолекулярной области доминировали микробиальные, а в высокомолекулярной – нечетные терригенные гомологи $n\text{-C}_{25}\text{--C}_{31}$.

Количество УВ в донных осадках в значительной степени определяется их литологическим типом. Сорбция УВ донными осадками увеличивается при переходе к тонкодисперсным фракциям с высоким содержанием глинистых минералов [16, 18]. Поэтому тонкодисперсные илы, обогащенные ОВ, лучше аккумулируют УВ, по сравнению с песками.

При трансформации нефтяных УВ и в процессе седиментации роль низкомолекулярных алканов и аренов уменьшается, содержание высокомолекулярных нечетных гомологов, обладающих большей устойчивостью, увеличивается. В результате величины СРІ в донных осадках значительно выше, чем во взвеси поверхностных вод. Интенсивные процессы, происходящие на границе вода-осадок, способствуют дальнейшей трансформации УВ и образованию микробиальных алканов, так как в небольших количествах нефтяные УВ могут способствовать образованию автохтонных органических соединений [18]. Возможно с этим связано повышение доли автохтонных УВ в осадках при небольших глубинах. Схожий состав алканов установлен в донных отложениях прибрежных районов не только Черного моря, но и других морей [16].

В открытой части Черного моря на больших глубинах (500–2200 м) в илстых осадках в составе УВ практически отсутствуют низкомолекулярные гомологи (до $n\text{-C}_{20}$), которые исчезают в процессе седиментации. В связи с тем, что четные алканы разлагаются легче, чем нечетные, значения СРІ в донных осадках открытых районов моря выше (до 8.2.) по сравнению с Феодосийским заливом.

Заключение

В последние годы наметилась тенденция снижения нефтяного загрязнения. Даже в районе Большого Сочи и в Феодосийском заливе в воде и донных осадках определены фоновые концентрации алифатических УВ. Активно протекающие окислительные процессы в водной толще приводят к быстрому разложению нефтяных УВ, особенно алканов, поэтому в их составе установлены маркеры в основном биогенного происхождения.

Загрязнение в большей степени сказывается на составе более устойчивого углеводородного класса – ПАУ, где были зафиксированы нефтяные и пирогенные полиарены. При этом содержание ПАУ в исследованных осадках оказалось довольно низким: до 348 нг/г в Феодосийском заливе и до 276 нг/г в открытой части Черного моря. Эти концентрации считаются фоновыми или незначительными [27].

Поступающие нефтяные антропогенные соединения повышают уровень УВ в морской среде, создавая тем самым современный углеводородный фон.

Результаты исследований получены в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0007), обработка проб за счет средств РФФИ (проект № 18-05-80049).

LEVELS AND GENESIS OF HYDROCARBONS IN COASTAL AREAS OF THE RUSSIAN SECTOR OF THE BLACK SEA

Nemirovskaya I.A.

The concentrations and composition of hydrocarbons (HC) were determined in the suspended matter of surface waters and bottom sediments of the Russian Black Sea sector: in the “Greater Sochi” area, in Gelendzhik and Blue Bays, in the Feodosia Bay and in the water area of Tuapse (2012–2018). It was established that with a decrease in anthropogenic activity (the completion of the construction of Olympic facilities and the construction of a bridge across the Kerch Strait), the HC levels decreased. Due to the rapid decomposition during sedimentation, petroleum alkanes were detected only in the surface waters of the Feodosia Gulf and in the Tuapse water area. The terrigenous, most stable hydrocarbons dominated in the bottom sediments. The effect of pollution was manifested in the composition of polycyclic aromatic hydrocarbons, as well as in the increased content of aliphatic hydrocarbons in sandy sediments, in particular, in the Tuapse region (up to 171.2 µg/g) and in the composition of C_{org} (up to 14.2 %).

Литература

1. Айбулатов Н.А., Завьялов П.О., Пелевин В.В. Особенности гидрофизического самоочищения российской прибрежной зоны Черного моря близ устьев рек. // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология, 2008, № 4, С. 301–310.
2. Завьялов П.О., Маккавеев П.Н., Коновалов Б.В. и др. Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Черного моря. // Океанология, 2014, Т.54, № 3, С. 293–308.

3. Иванов А.Ю., Кучейко А.А., Филимонова Н.А. и др. Пространственно-временное распределение пленочных загрязнений в Черном и Каспийском морях по данным космической радиолокации: сравнительный анализ.//Исследование Земли из космоса, 2017, № 2, С. 13–25.
4. Ижицкий А. С., Завьялов П. О. Гидрофизическое состояние вод Феодосийского залива в мае 2015 г. //Океанология, 2017, Т. 57, № 4, С. 538–545.
5. Израэль Ю.А., Цыбань А.В. Антропогенная экология океана. М.: Флинта: Наука, 2009, 532 с.
6. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2010 г. М.: ГОИН, 2013. 200 с.
7. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2015. М.: «Наука», 2016, 184 с.
8. Косьян, Р.Д., Подымов И.С., Пыхов Н.В. (Ред.): Динамические процессы береговой зоны моря. М.: Научный мир, 2003. 255 с.
9. Ларин А.А., Павленко Л.Ф., Скрыпник Г.В. и др. Загрязнение прибрежной акватории российского Причерноморья нефтяными компонентами.//МГЖ, 2011, Вып. 2, С. 49 – 55.
10. Ломакин П.Д., Чепыженко А.И., Чепыженко А.А. Поле концентрации растворенного органического вещества в Азовском море и Керченском проливе на базе оптических наблюдений.//МГЖ, 2016, № 5, С. 76–88.
11. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли. Мировой океан Т. 2. М.: Научный мир, 2014, С.331-571.
12. Люцарев С.В. Определение органического углерода в морских донных отложениях методом сухого сжигания// Океанология. 1986, Т. 26, Вып. 4, С. 704–708.
13. Матишов Г.Г. , Степаньян О.В., Харьковский В.М., Сойер В.Г. Современные данные по загрязнению Азовского и Черного морей углеводородами нефти//Вестник ЮНЦ. 2014. Т.10. № 4. С.49–52.
14. Миронов О.Г. Потоки нефтяных углеводородов через морские организмы // Морський Екологічний журнал, 2006. Т.5. № 2, С. 5–14.
15. Миронов О.Г., Миронов О.А. Нефтяное загрязнение прибрежных донных осадков в акватории Севастополя (Черное море)// Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2017. № 3. С. 32–36.
16. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир. 2013, 432 с.
17. Немировская И.А. Онегина В.Д., Коновалов Б.В. Углеводороды во взвеси и осадках различных районов российского сектора Черного моря // МГЖ, 2017, № 4. С. 48–60.

18. Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 507 с.
19. Патин С.А. Нефть и экология континентального шельфа М.: ВНИРО, 2017, Т.1, 327 с.
20. Руководство по методам анализа морских вод. РД 52.10. 243-92. / под ред. С.Г. Орадовского. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 264 с.
21. Часовников В.К., Чжу В.П., Очередник О.А. и др. Оценка уровня техногенных загрязнений в прибрежной зоне Черного моря в районе Геленджика.// Океанология. 2016,. Т. 56, № 1. С. 76 – 80.
22. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Любицкий А.А. и др. Грязевые вулканы на Прикерченском участке шельфа и материкового склона Черного моря.//Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010, № 3, С. 28-36.
23. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Chapter 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. 87 p.
24. Fernandes M.B., Sicre M.A. Polycyclic aromatic hydrocarbons in the Arctic: Ob and Yenisei Estuaries and Kara Sea Shelf // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1999. V. 48. P. 725 – 737.
25. Fernandes M.B., Sicre M.A. The importance of terrestrial organic carbon inputs on Kara Sea shelves as revealed by n-alkanes, OC and $\delta^{13}C$ values.//Organic Geochemistry. 2000, V 31, P. 363 – 374.
26. Gogou A. Bouloubassi I. Euripides G. Stephanou E.G. Marine organic geochemistry of the Eastern Mediterranean: I. Aliphatic and polyaromatic hydrocarbons in Cretan Sea surficial sediments//Mar. Chem. 2000, V.68, p. 265–282.
27. Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonisation with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP) Tromsø: Akvaplan-niva, 2011. 71p.
28. Readman J.W., Fillmann G., Tolosa I. Petroleum and PAH contamination of the Black Sea // Mar.Pollut. Bull. 2002, V.44, P. 48–62.
29. Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M.R et al. Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments.//Mar. Pol. Bul. 2004, V. 48. P. 44–60.
30. Wakeham S.G. Aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons in Black Sea//Mar. Chem, 1996, V. 53, № 2. P.187–205.

ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ И ГИДРОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Дьяков Н.Н., Мальченко Ю.А., Липченко А.Е., Белозудов А.А.

Севастопольское отделение Государственного океанографического института
им. Н.Н. Зубова

Представлены результаты исследования термохалинной структуры и гидрохимических условий прибрежных вод западной части Черного моря в 2018 г. по материалам экспедиционных работ, выполненных СО ФГБУ «ГОИН» на НИС «Пеленг». На основе 15 гидролого-гидрохимических съемок акватории Севастопольского региона, Каламитского залива и зал. Донузлав определены особенности сезонной изменчивости термохалинных условий, а также дана оценка уровню загрязнения и экологического состояния этих акваторий. Выявлена аномально высокая соленость залива Донузлав в летне-осенний сезоны 2018 г. Показано, что все отмеченные случаи ухудшения качества морских вод были связаны с их загрязнением недостаточно очищенными бытовыми стоками.

Введение

Для современного этапа изучения морской среды Черноморского бассейна характерно снижение числа систематических экспедиционных исследований, как в прибрежной части, так и в открытых частях моря, что обусловлено как недостаточным финансированием таких работ, так и сокращением научно-исследовательского флота.

Учитывая современные региональные проявления глобальных климатических изменений в Черноморском бассейне [2], рост уровня загрязнения прибрежных вод Крыма сточными водами [3], практически полное отсутствие сети мониторинга Росгидромета (в настоящее время наблюдения Крымским УГМС проводятся только на 4 станциях в Керченском проливе и одной станции в Ялтинском порту), задача восстановления исследований прибрежных вод Крыма представляется актуальной.

После длительного перерыва с появлением в распоряжении ГОИН'а в 2016 г. научно-исследовательского судна (НИС) «Пеленг», Севастопольским отделением были возобновлены океанографические исследования шельфовой прибрежной зоны Черного моря, позволившие как подтвердить известные представления, так и получить новые сведения о термохалинной структуре и уровне загрязнения морских прибрежных вод Крыма.

Основной задачей выполненных экспедиционных исследований было получение новых данных о распределении гидрологических характеристик, оценка уровня загрязнения как условно чистых – фоновых, так и антропогенно нагруженных участков прибрежных акваторий, включая районы сброса стоков очистных сооружений Севастопольского и Крымского водоканалов, а также предприятий рекреации.

Материалы и методика

В 2018 г. Севастопольским отделением ГОИН`а было проведено 15 комплексных гидролого-гидрохимических съемок акватории Севастопольского региона, Каламитского залива и зал. Донузлав. Всего продолжительность морских экспедиционных исследований в 2018 году составила 29 дней. В ходе экспедиционных работ было выполнено:

- 116 гидрологических станций с зондированием от поверхностного слоя до дна;
- 99 гидрохимических станций; где отобрано 176 проб и сделано 2789 определений гидрохимических характеристик.

Схема выполненных станций приведена на Рис. 1, даты, районы и количество выполненных гидрологических и гидрохимических станций представлены в Табл. 1.

Для исследования гидрологических показателей и получения вертикальных профилей распределения температуры, солености, мутности, скорости и направления течений на гидрологических станциях, использовался мультипараметрический профилограф Valeport MIDAS ECM, оснащенный электромагнитным датчиком измерения направления и скорости течения, датчиками температуры, гидростатического давления, электропроводности и мутности. Погрешность канала измерения температуры прибора составляет $\pm 0,005^{\circ}\text{C}$, электропроводности $\pm 0,01$ мС/см (около $\pm 0,006$ ‰). Профилограф использовался в режиме зондирования с частотой опроса датчиков 4 Гц, что позволило, при средней скорости зондирования 0,4–0,6 м/с, проводить измерения параметров с дискретностью по вертикали 10–15 см. Измерения на каждой станции выполнялись от поверхности (0,5 м) до дна. Максимальная глубина зондирования составила 89 метров. Всего, как указывалось выше, было выполнено 116 гидрологических станций, количество измеренных параметров составило 10734 на 2836 горизонтах. Вся полученная информация была обработана и получены вертикальные профили распределения гидрологических характеристик.

Таблица 1.

**Морские экспедиционные исследования
Севастопольского отделения в 2018 году**

№	Дата	Район исследований	Гидрологические станции	Гидрохимические станции
1	07.02.2018	Севастопольское взморье	—	6
2	28.03.2018	Взморье Севастопольской бухты	6	6
3	23–24.04.2018	Севастопольская бухта и взморье	16	7
4	16–24.05.2018	Каламитский залив, взморье Севастополя	17	11
5	06–07.06.2018	Взморье Севастополя, Каламитский залив, зал. Донузлав	18	18
6	06.07.2018	Севастопольское взморье	4	3
7	26–27.07.2018	Залив Донузлав	—	7
8	30.07.2018	Севастопольское взморье	4	—
9	07.08.2018	Севастопольское взморье	7	6
10	20–21.08.2018	Севастопольская бухта и взморье	27	9
11	13–14.09.2018	Залив Донузлав	4	6
12	20.09.2018	Севастопольское взморье	6	6
13	28.09.2018	Севастопольское взморье	—	1
14	18–19.10.2018	Залив Донузлав	7	9
15	09.11.2018	Севастопольское взморье	—	4

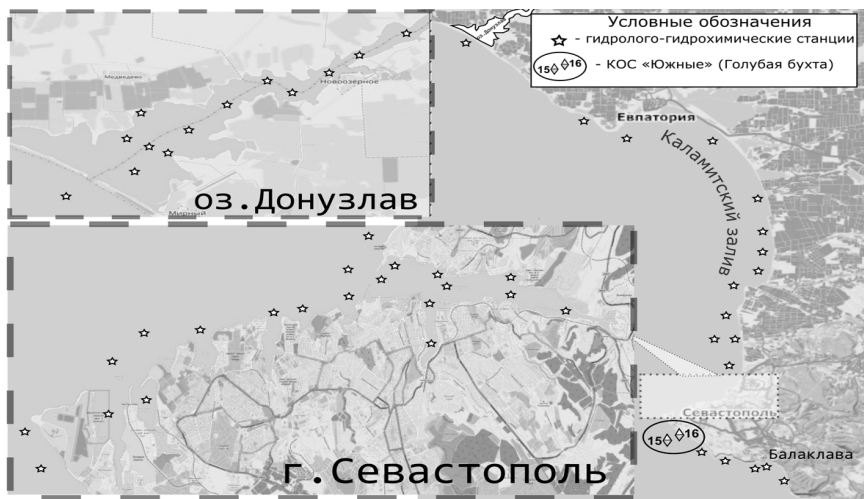


Рис. 1. Схема станций морских экспедиционных исследований СО ФГБУ «ГОИН» в 2018 г.

При гидрохимических исследованиях для отбора проб морской воды использовался батометр Нискина. Пробы отбирались из поверхностного и придонного слоев, в которых затем определялась температура, соленость, рН, концентрация кислорода, содержание нефтепродуктов, форм азота и фосфора.

Распределения гидрологических и гидрохимических характеристик, полученные по результатам работ, аналогично [1] сопоставлялись с фоновыми океанографическими характеристиками климатического массива банка данных СО ФГБУ «ГОИН» [5].

Основные результаты

Гидрологические исследования

В Севастопольском регионе одной из наиболее загрязненных является акватория в районе Голубой бухты. Здесь расположен наиболее мощный источник загрязнения морских вод, крупнейшие в городе очистные сооружения (КОС) «Южные», исследованию которых нами и ранее уделялось особое внимание [4, 6]. На Рис. 1 приведена схема станций, расположенных над оголовком выпуска КОС «Южные» (Голубая бухта) – ст. 15 и в районе прорана трубопровода – ст. 16, на которых в течение 2018 г. проводились сезонные съемки.

Анализ данных наблюдений позволил получить новые сведения о сезонной изменчивости гидрологической структуры вод в районе КОС «Южные» в 2018

г., и ее влиянии на распространение загрязненных вод. На Рис. 3–4 представлены профили вертикального распределения температуры ($^{\circ}\text{C}$) и солености ($\%$) воды, условной плотности и мутности (ед. FTU), полученные по результатам вертикального зондирования на ст. 15–16 в марте, июле и сентябре. Заметно, что в марте в районе диффузора оголовка КОС «Южные» (ст. 15), в вертикальном распределении гидрологических характеристик прослеживается квазиоднородный слой воды, распространяющийся практически до дна (90 м). Разница между температурой поверхностного слоя ($9,1^{\circ}\text{C}$) и дном ($8,9^{\circ}\text{C}$) составляет всего $0,2^{\circ}\text{C}$, что в целом характерно для этого времени года [2, 8]. Постоянный пикноклин с максимальными значениями плотности $1014,3 \text{ кг/м}^3$, соответствующий основному галоклину, залегал на глубине 80 м, см. Рис. 2. Глубже пикноклина на ст. 15, с глубины 86 м и до дна, отмечалось некоторое уменьшение солености и плотности придонных вод. Такое распределение гидрологических параметров может свидетельствовать о присутствии в глубинных слоях распределенных канализационных вод, поступающих из диффузора оголовка КОС. Дополнительным подтверждением этому выводу является и повышенная мутность воды на придонных горизонтах.

На ст. 16, расположенной в районе прорана трубы, в марте для распределения температуры по вертикали (см. Рис. 3) была характерна гомотермия (с температурой воды $9,00^{\circ}\text{C}$ на поверхности и $9,06^{\circ}\text{C}$ на глубине 36 м). Соленость с глубиной изменялась незначительно, увеличиваясь от $18,26 \%$ в поверхностном слое до $18,38 \%$ у дна. Плотность вод возрастала с глубиной от $1014,04$ до $1014,13 \text{ кг/м}^3$. Следует отметить повышенную мутность вод (до 2,2 ед. FTU) в поверхностном слое (0–5 м). По диску Секки прозрачность составляла 4,5 м.

Выполненная в районе КОС «Южные» съемка в летний сезон (30 июля 2018 г.) показала, что распределение термохалинных характеристик в целом соответствовало типичным условиям для этого времени года [4, 6]. В районе ст. 15 в вертикальном распределении температуры воды прослеживался верхний квазиоднородный слой толщиной менее 6 м, ниже (на 6–15 м) располагался слой скачка (термоклина) с градиентом $1,5^{\circ}\text{C/м}$, в слое от 15 м до 60 м температура воды плавно уменьшалась с $15,0$ до $8,0^{\circ}\text{C}$, и ниже 60 м располагался холодный промежуточный слой. Соленость изменялась от $18,2 \%$ в поверхностном слое до $19,6 \%$ в придонном, сезонный галоклин находился на 10–15 м, постоянный (основной) на глубинах 75–85 м. Сезонный пикноклин был расположен в слое 6–15 м. Мутность в поверхностном слое составляла $0,8$ – $0,9$ ед. FTU, что соответствует прозрачности вод 12 м по диску Секки. На глубинах свыше 30 метров мутность уменьшалась до $0,6$ ед. FTU.

В районе прорана трубы на ст. 16 30 июля 2018 г. распределение термохалинных характеристик было схожим (см. Рис. 3), также наблюдался выраженный верхний квазиоднородный слой (0–4 м), слой термоклина (4–10 м) с максимальным градиентом $1,5^{\circ}\text{C/м}$, затем температура воды плавно уменьшалась. Соленость изменялась от $18,15 \%$ в поверхностном слое, до $18,5 \%$ – в

придонном. Сезонный пикноклин располагался в слое 5–15 м. Наибольшие значения мутности (1,0–1,05 ед. FTU) наблюдались на глубинах от 8 до 16 м. В поверхностном слое значения мутности составили 0,8–0,9 ед. FTU (прозрачность 11 м по диску).

В осенний сезон 20 сентября 2018 г. в районе диффузора оголовка КОС (на ст. 15) верхний квазиоднородный слой прослеживается до глубины 15 м, сезонный термоклин (с вертикальным градиентом температуры 1,6°C/м) был заглублен до 15–35 м с вертикальным градиентом температуры 1,6°C/м, в слое 35–75 м температура воды уменьшалась до 8,0°C, ниже 75 м располагался холодный промежуточный слой. Соленость воды, относительно монотонно, увеличивалась от поверхности (18,0 ‰) до дна (19,3 ‰). Сезонный пикноклин располагался в слое 15–35 м, где плотность увеличивалась от 1011,5 кг/м³ на поверхности до 1014,0 кг/м³. Наиболее прозрачные воды наблюдались в слое 35–75 м с показателем мутности 0,6–0,7 ед. FTU. На глубинах 75–87 м отмечено заметное увеличение мутности до 0,85 ед. FTU, что может свидетельствовать о наличии загрязненных морских вод в придонных слоях.

В районе ст. 16 верхний квазиоднородный слой в сентябре прослеживался до глубины 18 м, слой сезонного термоклина с градиентом 0,85°C/м и пикноклина были расположены на 18–33 м. Соленость изменялась от 18,0 ‰ в поверхностном слое до 18,56 ‰ в придонном, на глубинах 20–32 м был выражен сезонный галоклин, с максимальным градиентом 0,08 ‰/м. На глубинах 34–37 м отмечалось уменьшение солености и плотности воды, возможно, связанное с поступлением сточных вод через проран трубопровода (см. Рис. 3).

В целом, из анализа полученных данных вертикального распределения термohалинных характеристик в различные сезоны 2018 г., следует, что наиболее интенсивное загрязнение поверхностных вод моря выбросами канализационных вод в районе оголовка и прорана канализационной трубы КОС «Южные» на взморье Севастополя происходило в марте, когда гидрологическая структура вод была однородна по вертикали и практически отсутствовал пикноклин.

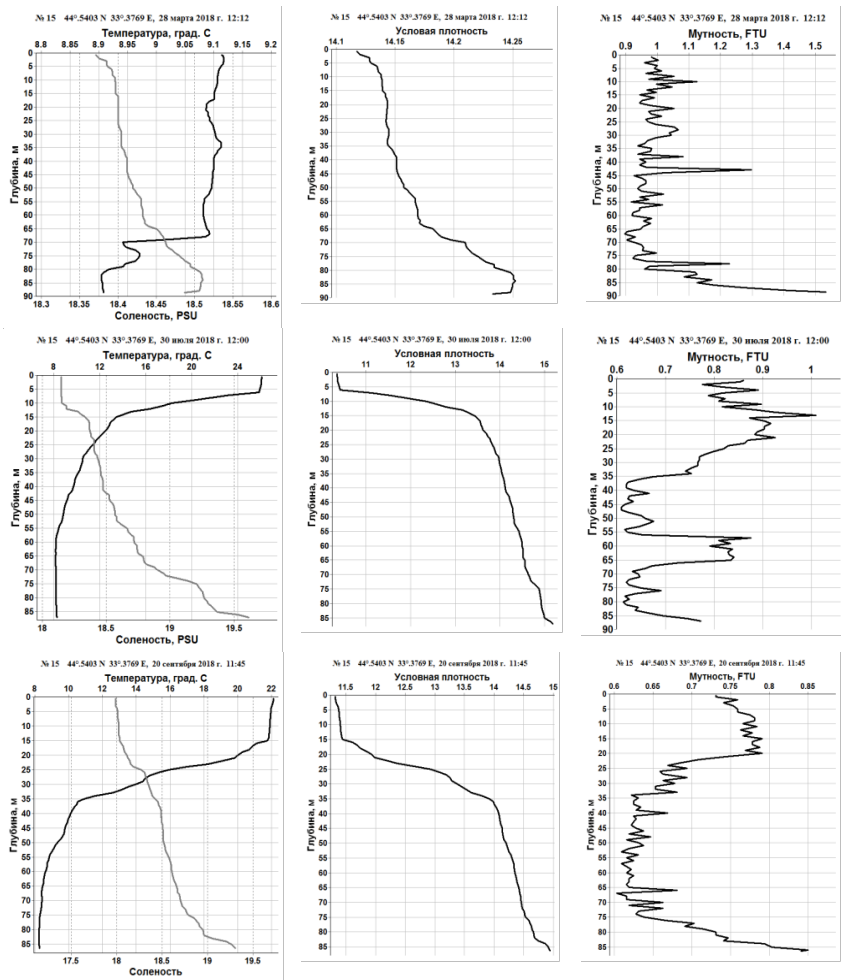


Рис. 2. Вертикальные профили распределения температуры, солености (светлая линия), условной плотности и мутности в районе расположения диффузора оголовка КОС «Южные» (ст. 15), (по данным съемок СО ФГБУ «ГОИН» в марте (верхние профили), июле и сентябре (нижние профили) 2018 г.)

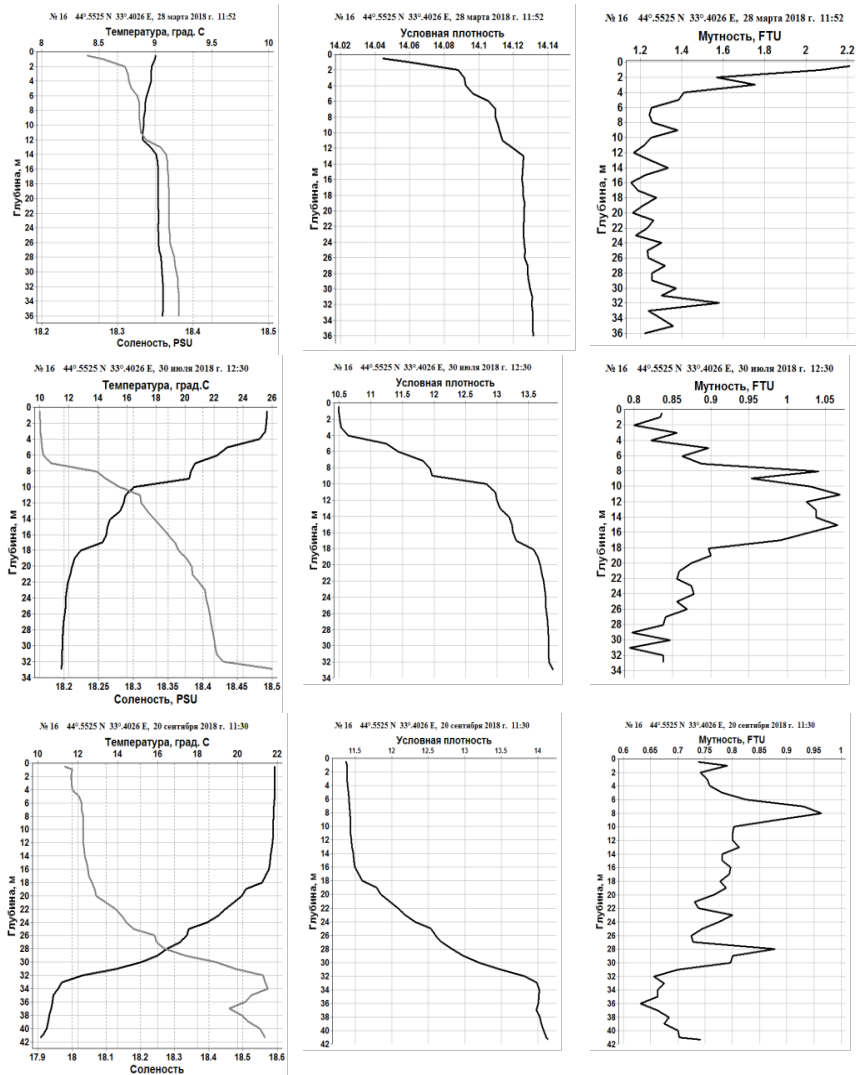


Рис. 3. Вертикальные профили распределения температуры, солености (светлая линия), условной плотности и мутности в районе расположения прорана трубопровода КОС «Южные» (ст.16), (по данным съемок СО ФГБУ «ГОИН» в марте (верхние профили), июле и сентябре (нижние профили) 2018 г.)

В 2018 году в июне, сентябре и октябре месяце сотрудниками СО ФГБУ «ГОИН» были выполнены 3 гидролого-гидрохимические съемки на 7 станциях в зал. Донузлав. Гидрологический режим залива, в частности формирование термохалинной структуры вод, определяется совокупностью следующих факторов: водообменом с открытой частью Черного моря через проран Донузлавской пересыпи на западе залива; стоком пресных вод через дамбу Аблимицкого моста в восточной части лимана; сбросом сточных вод пос. Новоозерное. В Табл. 2 приведены осредненные по выполненным гидрологическим станциям в зал. Донузлав характеристики температуры, солености и прозрачности воды (слева от черты – характеристики поверхностных вод залива, справа – в придонном слое).

Таблица 2.

Характеристики температуры, солености и прозрачности воды в зал. Донузлав по данным съемок СО ФГБУ «ГОИН» в 2018 г.

Дата	Температура, °С	Соленость, ‰	Прозрачность, м
07 июня 2018 г.	21, 46/20,44	18,56/18,52	7,0
14 сентября 2018 г.	22,94/22,98	18,80/18,82	6,5
19 октября 2018 г.	15,94/15,62	18,78/18,79	8,5

Как следует из Табл. 2, максимальные значения солености вод зал. Донузлав (18,8 ‰), наблюдались в сентябре-октябре, в июне соленость была несколько меньше около 18,5–18,6 ‰. При этом в шельфовой зоне Черного моря, вблизи зал. Донузлав, значения солености на поверхности в среднем не превышали 18,3 ‰. Следует отметить, что такие высокие значения солености залива выявлены впервые. Ранее, по данным [8, 9], максимальная соленость вод залива не превышала 17,7–18,3 ‰.

Заметное увеличение солености в зал. Донузлав в конце лета и начале осени 2018 года объясняется сезонными особенностями формирования компонентов водного баланса залива в этом году. Высокие значения температур воздуха, приведшие к интенсивному испарению в конце лета, начале осени, практически полное отсутствие атмосферных осадков в течение длительного времени (с июля по октябрь), затрудненный водообмен с Черным морем – все это привело к значительному повышению солености вод зал. Донузлав в 2018 г.

Типичные вертикальные профили распределения температуры и солености, измеренные в центральной части залива 14 сентября 2018 г., представлены на Рис. 4. Заметно, что воды залива хорошо перемешаны по вертикали. Распределение условной плотности по вертикали указывает на формирование слоев

неустойчивости вод, что приводит к их вертикальному перемешиванию и способствует осолонению воды во всей толще.

Кроме исследований термохалинной структуры вод зал. Донузлав, нами во время экспедиционных работ проводились измерения течений. В июне и сентябре в заливе отмечались течения восточных направлений со скоростью от 3 до 40 см/с при средних значениях 14 см/с, 19 октября 2018 г. преобладали слабые западные течения (8 см/с).

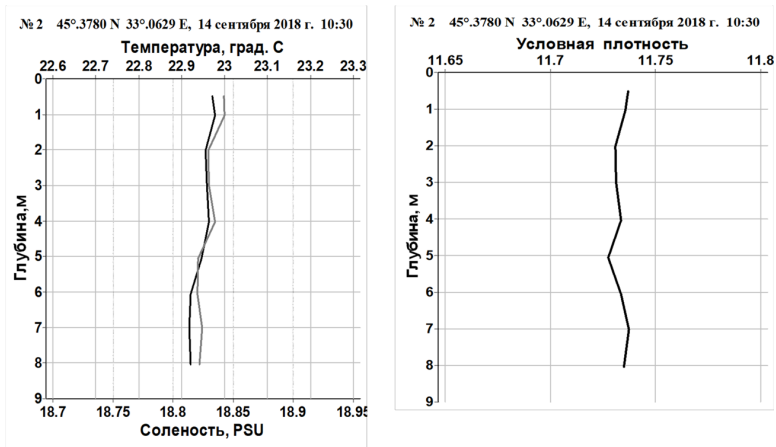


Рис. 4. Вертикальные профили распределения температуры, солености (светлая линия) и условной плотности в центральной части зал. Донузлав, по данным съемок СО ФГБУ «ГОИН» 14 сентября 2018 г.

Гидрохимические исследования

Растворенный кислород

Абсолютные концентрации растворенного кислорода изменялись в интервале 1,62–12,50 мг/л, что соответствовало 16–137 % его теоретической растворимости (насыщению). Минимальные значения показателя были отмечены на придонном горизонте ст. 15 (Голубая бухта), расположенной в районе оголовка глубоководного выпуска КОС «Южные». Следует отметить, этот минимум является локальным и скорее связан не с влиянием выпуска, а с тем, что станция была самой глубоководной (86 м) при проведении исследований. Максимум показателя соответствовал сезонным нормам и наблюдался в августе, когда высокие значения температуры воды в водах Черного моря, относящихся в

мезотрофному типу, способствует избыточной продукции фитопланктона, что приводит к перенасыщению вод газом во время световой фазы фотосинтеза. Это явление, также как и гипоксия, оказывает негативное воздействие на экосистему, т.к. избыток кислорода влияет на процесс газообмена в высокоразвитых водных организмах и может приводить к их гибели.

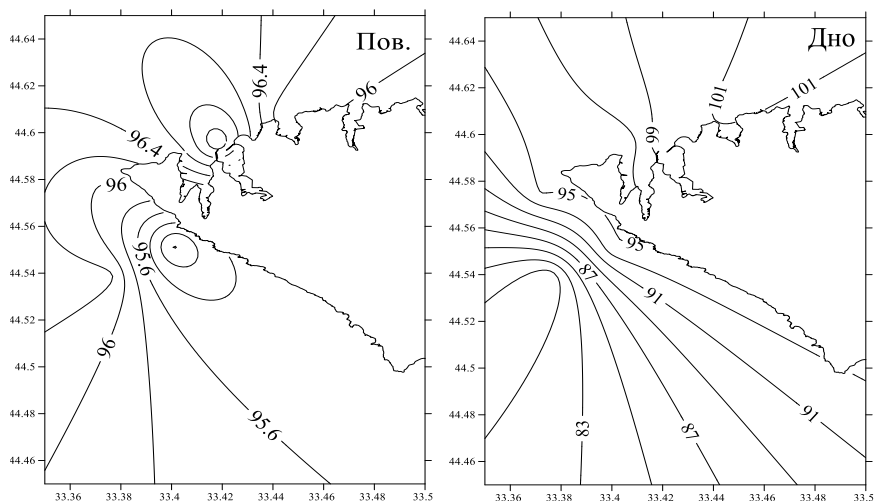


Рис. 5. Распределение концентрации растворенного кислорода (% насыщения) в поверхностном и придонном горизонтах акватории Севастопольского региона (по данным съемок СО ФГБУ «ГОИИ» в феврале 2018 г.)

Типичная схема распределения растворенного кислорода в юго-западной части Гераклейского полуострова зимой 2018 г. представлена на Рис. 5. Абсолютные концентрации растворенного кислорода изменялись от 8,45 до 10,63 мг/л, что соответствовало 79–101 % его теоретической растворимости (насыщению). Минимальное значение наблюдалось на придонном горизонте станции, расположенной над оголовком выпуска КОС «Южные» (ст. 15). В остальных пробах концентрация растворенного кислорода была близка к насыщению. Такое распределение показателя является типичным для зимнего периода, когда продукция кислорода фотосинтезирующими организмами является ничтожно малой, и его поступление в воду осуществляется главным образом за счет абсорбции водой атмосферного кислорода.

В зал. Донузлав наиболее высокие концентрации растворенного кислорода отмечались в средней его части (район базы отдыха «Полесье») в июле (147 %) и сентябре (135 %), что в абсолютных значениях составило 10,27 и 11,32 мг/л.

Минимальные значения, вплоть до предгипоксичных, наблюдались в кутовой части озера у Аблямицкого моста. В некоторых пробах ощущался запах сероводорода, хотя инструментальными методами его присутствие не зафиксировано и минимальные значения концентрации не опускались ниже 50 %. Это свидетельствует о затрудненной циркуляции вод в лиманной части залива.

БПК₅

Величина этого показателя подвержена сильному влиянию природных и техногенных факторов, что определяет его значительную изменчивость. При ПДК показателя 2,1 мг/л, величина изменчивости величины БПК₅ составила 0,1–4,6 мг/л, при слабо выраженной сезонной составляющей. Наиболее высокие значения наблюдались в районе выпуска КОС «Южные», что указывает на преобладающее влияние этого источника загрязнения на экологическое состояние морской среды Севастопольского региона.

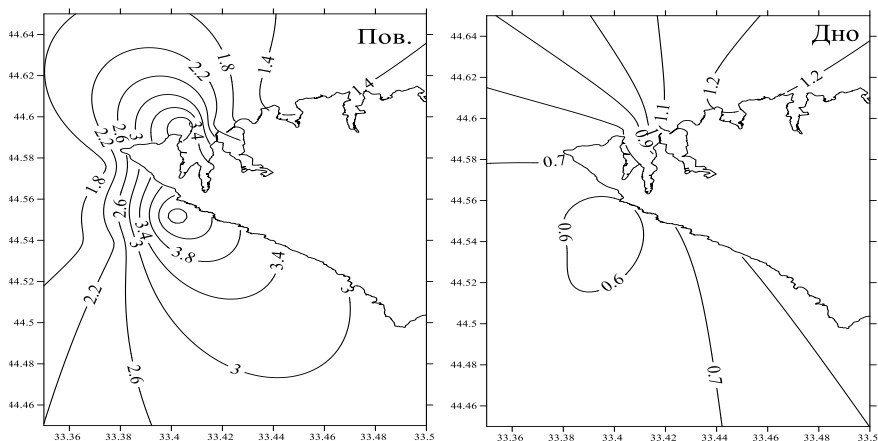


Рис. 6. Распределение величины БПК₅ (мг/л) в поверхностном и придонном горизонтах акватории Севастопольского региона (по данным съемок СО ФГБУ «ГОИН» в феврале 2018 г.)

Типичное распределение величин БПК₅ на взморье Севастополя приведено на Рис. 6, из данных которого видно, что высокие значения показателя, превышающие ПДК для морских вод, были зафиксированы в районе прорана трубопровода КОС «Южные» (4,82 мг/л) и на траверсе бухты Казачьей (4,22 мг/л). В обоих случаях превышение было зафиксировано на поверхностном горизонте. В остальных пробах превышение ПДК показателя не зарегистрировано, а его

значение варьировало в диапазоне 0,7–2,0 мг/л. Отмеченные случаи превышения ПДК в районах сброса сточных вод и интенсивного судоходства могут быть однозначно объяснены техногенными причинами.

В зал. Донузлав высокие значения БПК₅ отмечались в пробах, отобранных вблизи Аблямицкого моста (во всех отобранных пробах) и в районе базы отдыха «Полесье». Максимальное превышение ПДК БПК₅ (в 7,5 раз) было зафиксировано в сентябре в пробе, отобранной у Аблямицкого моста. В других пробах, превышение норматива было не столь существенным и составило величину от 1,1 до 2,5 ПДК.

pH

Величина pH морских вод зависит от множества различных факторов. Увеличение продукции углекислого газа, наблюдающееся в летний период, приводит к смещению карбонат-гидрокарбонатного равновесия в сторону образования карбонатов (в щелочную сторону). Максимум показателя (8,4–8,5 ед. pH) наблюдался на поверхностном горизонте в летний период, что объясняется избыточной продукцией CO₂. В тоже время, снижение величин pH до 7,9–8,1 ед. pH наблюдалось на придонных горизонтах глубоководных станций. Также низкое значение величины pH (7,9 ед. pH) было измерено в одной пробе оз. Донузлав у Аблямицкого моста (сентябрь). В остальных пробах аномалий pH относительно вод других районов Черного моря не наблюдалось.

Минимальное значение (8,10 ед. pH) было получено на придонном горизонте ст. 15 на горизонте 85 м. На остальных станциях величина pH варьировала в диапазоне 8,15–8,26 ед. pH, причем, более высокие значения наблюдались к северу от м. Херсонес. Повышенные значения pH связаны с распреснением вод паводковыми водами и ливневыми стоками. Этой же причиной объясняются и более высокие значения общей щелочности к северу от м. Херсонес. Среднее значение щелочности в группе «южных» станций было 3,294 ммоль/л, а на остальных – 3,322 ммоль/л.

Биогенные элементы

Являясь основной причиной эвтрофирования вод Черного моря, повышенные концентрации форм азота и фосфора расположены, главным образом, в районе выпуска сточных вод. Наибольший вклад в формирование общего загрязнения морских вод Севастопольского региона биогенными элементами оказывают КОС «Южные», осуществляющие сброс сточных вод без биологической очистки. Другим важным источником поступления биогенных элементов служит поверхностный сток. Максимальная концентрация нитратного азота (~1500 мкг/л), существенно выше обычно наблюдаемых в морских водах, была зафиксирована в Севастопольской бухте в устье Южной бухты на

поверхностном горизонте в апреле. В этом же районе наблюдался максимум концентрации нитритного азота (24 мкг/л), что превышало ПДК в 1,2 раза. Повышенные концентрации окисленных форм азота, по-видимому, связаны с их поступлением с грунтовыми и ливневыми водами по оси Делгагардовой балки г. Севастополя, характеризующейся достаточно плотной застройкой индивидуальных жилыми домами и промышленными объектами.

В отличие от окисленных форм азота, максимум концентрации аммонийного азота (300 мкг/л) наблюдался в срединной части Севастопольской бухты на поверхностном горизонте ст. 21 в районе Севастопольской ГРЭС. Следует отметить, что высокие концентрации аммонийного азота в диапазоне 100–200 мкг/л (0,35–0,70 ПДК) отмечались и в других частях акватории Севастопольской бухты, а также у оголовков КОС «Южные», Балаклавы и Евпатории.

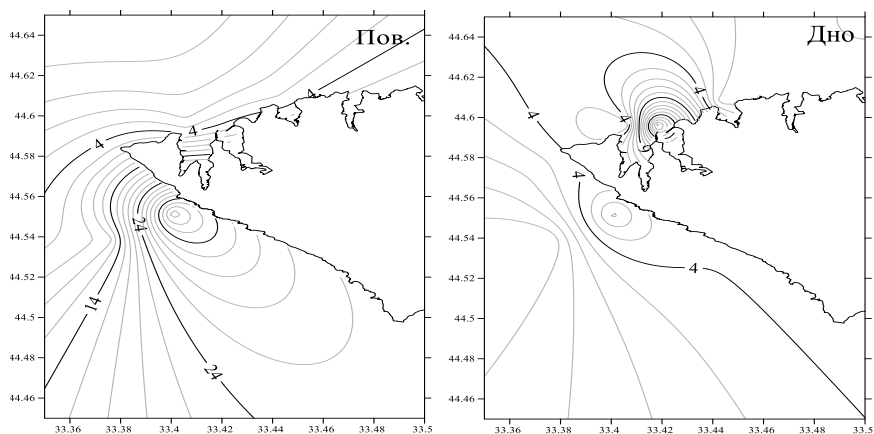


Рис. 7. Распределение фосфатного фосфора (мкг/л) на поверхностном и придонном горизонтах акватории Севастопольского региона, по данным съемок СО ФГБУ «ГОИН» в феврале 2018 г.

Одна из характерных ситуаций распределения концентраций аммонийного азота и фосфатного фосфора фосфатов в 2018 г. в прибрежных водах Севастопольского региона приведена на Рис. 7. Наиболее загрязненными были воды на станции, расположенной над прораном трубопровода КОС «Южные» (поверхностный горизонт). Концентрация минерального, общего фосфора и аммонийного азота существенно превышала показатели на соседних станциях, и составила 41, 48 и 200 мкг/л соответственно. При этом концентрация нитритного и нитратного азота не превышала средних значений показателя на других станциях. Описанная ситуация является следствием недостаточной очистки

сточных вод, которые, имея более высокую температуру и меньшую минерализацию, поднимаются на поверхность, загрязняя обширные акватории.

Воды зал. Донузлав на большей части акватории, характеризовались значениями концентрации биогенных элементов близкими к параметрам открытой части моря. Величины изменчивости концентраций нитритного, нитратного и аммонийного азота, а также фосфатного и общего фосфора составили 0,04–79; 8,8–755; 0–155; 1–15; 6,3–33 мкг/л соответственно. Наиболее высокие значения концентрации элементов были расположены в лиманной части залива у Аблямицкого моста. Рост концентрации различных форм биогенных элементов предположительно связан с дренажем грунтовых вод, содержащих повышенные, по сравнению с морем, количества биогенных элементов. Распространение загрязнения биогенными элементами на основную часть акватории зал. Донузлав происходит под действием ветровых течений, что приводит к переносу «пятен» загрязненных вод из лиманной части залива в его центральные районы.

Нефтепродукты (НП)

Воды Севастопольского региона и шельфа Крымского полуострова характеризовались сравнительно невысокими концентрациями НП. Наиболее высокое значение показателя (0,21 мг/л; 4 ПДК) было зафиксировано в сентябре в районе выпуска КОС «Южные» (см. Рис. 8). Всего было зафиксировано 7 случаев превышения ПДК по НП, что составляет ~7 % от общего количества проанализированных проб, при этом расположение акваторий загрязненных НП имеет территориальную привязку к кризисным с экологической точки зрения районам (КОС «Южные», Севастопольская бухта и др.). Столь низкие значения концентраций НП свидетельствуют о некотором улучшении экологической обстановки в Севастопольском регионе по сравнению с загрязненностью НП морских вод 15–20 лет назад, когда доля превышения ПДК в отобранных пробах составляла 50 % и более.

Зал. Донузлав имел еще более низкий уровень загрязнения нефтепродуктами. Максимальное значение показателя (0,07 мг/л) наблюдалось в центральной части залива на траверзе г. Мирный. У Аблямицкого моста, несмотря на близость трассы с интенсивным автомобильным движением, концентрация НП была ниже ПДК (0,02–0,03 мг/л).

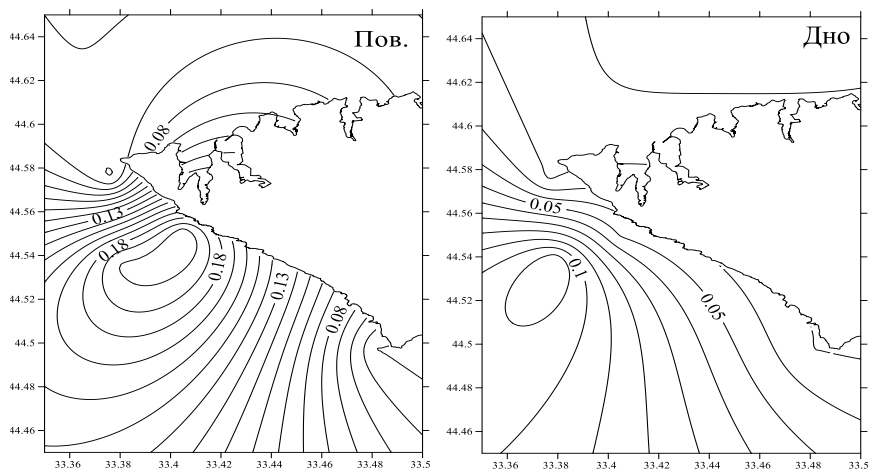


Рис. 8. Распределение нефтепродуктов (мг/л) на поверхностном и придонном горизонтах акватории Севастопольского региона (по данным съемок СО ФГБУ «ГОИН» в сентябре 2018 г.)

Заключение

Проведенные экспедиционные исследования СО ГОИН в 2018 году позволили выявить особенности в формировании пространственно-временной изменчивости гидролого-гидрохимических полей шельфовых акваторий Севастопольского региона, Каламитского залива и зал. Донузлав. Полученные новые сведения по вертикальному распределению термохалинных характеристик в районе КОС «Южные» позволяют оценить влияние гидрологической структуры на загрязнение поверхностных вод в районе выпуска.

Отмеченные случаи ухудшения качества поверхностных морских вод Севастопольского региона непосредственно связаны с загрязнением глубинных вод сточными выбросами и их подъемом при благоприятных гидрологических условиях. Выявлено, что загрязнение поверхностных вод моря выбросами канализационных вод в районе оголовка и прорана канализационной трубы КОС «Южные» наиболее вероятны в холодный период года, когда термохалинная структура вод однородна по вертикали.

Гидрологические съемки залива Донузлав, выполненные СО ФГБУ «ГОИН» в теплый период 2018 г., позволили выявить увеличение солёности в заливе по сравнению с предыдущими исследованиями. В сентябре-октябре 2018 г. солёность в поверхностном слое вод залива достигала 18,85 ‰. Длительный период высоких температур воздуха и отсутствие осадков с июля по

октябрь привел к интенсивному испарению с поверхности озера и осолонению вод. В условиях региональных климатических изменений, отражающих общую тенденцию глобального потепления, можно и в дальнейшем ожидать увеличения солености в зал. Донузлав, что может привести к негативным экологическим последствиям, таким как изменения биопродуктивности и биоразнообразия залива.

Воды большей части исследованных в 2018 г. акваторий характеризовались хорошим насыщением кислородом, близким к его теоретической растворимости. Низкие значения показателя наблюдались на глубинах свыше 80 м и в кутовой части зал. Донузлав. В некоторых пробах отмечалось перенасыщение вод растворенным кислородом, величина которого достигала 30% и более, что свидетельствует об избыточной продукции фитопланктона и, следовательно, продолжающейся эвтрофикации вод Черного моря.

По величине БПК₅ воды открытой западной части Черного моря и Севастопольской бухты характеризовались повышенными величинами потребления кислорода. Из 162 проанализированных проб в 43 величина БПК₅ превышала ПДК.

Наибольший вклад в формирование общего загрязнения морских вод Севастопольского региона биогенными элементами оказывают КОС «Южные», осуществляющие сброс сточных вод без биологической очистки. Другим важным источником поступления биогенных элементов служит поверхностный сток. Высокие концентрации аммонийного азота в диапазоне 100–200 мкг/л (0,35–0,70 ПДК) отмечались в Севастопольской бухте, а также у оголовков КОС «Южные», Балаклавы и Евпатории.

Воды Севастопольского региона и западного шельфа Крымского полуострова характеризовались сравнительно невысокими концентрациями нефтепродуктов. Наиболее высокое значение показателя (0,21 мг/л; 4 ПДК) было зафиксировано в сентябре в районе выпуска КОС «Южные». Всего было зафиксировано лишь 7 случаев превышения ПДК по НП, что составляет ~7 % от общего количества проанализированных проб.

Работа выполнена в ФГБУ «ГОИН» при финансовой поддержке РФФИ (научный проект 17-05-41101 РГО а «Определение природных гидролого-гидрохимических и антропогенных факторов влияния на качество вод прибрежных акваторий Черного моря у Крыма и Кавказа и разработка практических рекомендаций по снижению антропогенной нагрузки на морские экосистемы»).

FEATURES OF TERMOKHALINNY STRUCTURE AND HYDROCHEMICAL CONDITIONS OF COASTAL WATERS OF THE WESTERN PART OF THE BLACK SEA

Dyakov N. N., Malchenko Yu. A., Lipchenko A. E., Belogurov A. A.

The results of the study of the thermohaline structure and hydrochemical conditions of the coastal waters of the western part of the Black Sea in 2018 based on the materials of the expeditionary works performed by the Federal State Budgetary Enterprise “GOIN” at the R / V “Peleng” are presented. On the basis of 15 hydrological and hydrochemical surveys of the water area of the Sevastopol region, Kalamitsky Bay and Donuzlav Bay, the specific features of the seasonal variability of thermohaline conditions are determined, and the level of pollution and the ecological state of these areas are also assessed. An anomalously high salinity of Donuzlav Bay was revealed in the summer-autumn seasons of 2018. It was shown that all the reported cases of deterioration in the quality of sea water were associated with their pollution by insufficiently cleaned domestic sewage.

Литература

1. Артамонов Ю.В., Алексеев Д.В., Скрипалева Е.А. и др. Особенности сезонной и синоптической изменчивости структуры вод в зоне Основного Черноморского течения в осенне-зимний период 2016 г // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика – 2018. – № 1. – С.32-43.
2. Белокопытов В.Н., Ломакин П.Д., Субботин А.А. и др. Фоновая характеристика и сезонная изменчивость вертикальной стратификации термохалинного поля у побережья Севастополя // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2002. – Вып. 1. – С.22-28.
3. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2. Черное море. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – 421 с.
4. Грузинов В.М., Дьяков Н.Н., Мезенцева И.В. и др. Проблемы состояния морской окружающей среды Крымского полуострова // Труды ГОИН. – 2018. – Вып. 219. – С. 124-151.
5. Дьяков Н.Н., Левицкая О.В., Липченко А.Е. и др. Банк океанографических данных Азовского и Черного морей // Труды ГОИН. – 2017. – Вып. 218. – С. 287-297.

6. Дьяков Н.Н., Коршенко А.Н., Мальченко Ю.А. и др. Гидрологические и гидрохимические условия шельфовых зон Крыма и Кавказа в 2016–2017 гг. // Труды ГОИН`а. – 2018. – Вып. 219. – С. 66-87.
7. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. – Севастополь, 2011. – 212 с.
8. Ковригина Н.П., Немировский М.С. Гидрохимическая характеристика вод озера Донузлав по данным 1990-1997 гг. // Экология моря. – 1999. – Вып. 48. – С. 10-14.
9. Юркова И.Ю. Сезонная изменчивость термохалинной структуры вод озера Донузлав // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2005. – Вып. 12. – С. 85-94.

КОРОТКОВОЛНОВАЯ РАДИОЛОКАЦИЯ ПРИБРЕЖНЫХ АКВАТОРИЙ

*Веремьев В.И.¹, Иванов И.И.², Коваленко В.В.³,
Кутузов В.М.¹, Телегин В.А.^{3,4}*

¹Санкт-Петербургский государственный электротехнический университет «ЛЭТИ»,

²Научно-исследовательский институт физики Южного федерального университета,

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,

⁴Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В.Пушкова РАН

Рассматриваются физические принципы мониторинга морской поверхности с использованием коротковолновой радиолокации поверхностной волны. Резонансный характер отражений позволят получить карты высокоточных измерений поверхностных течений и характеристик волнения на большой дальности (площади) в реальном масштабе времени. Путем ассимиляции в моделях гидродинамики и волнения эти данные становятся применимыми при пространственном картировании гидрофизических неоднородностей, скорости звука и подводных акустических шумов.

Особенности прибрежных акваторий и инструмента их мониторинга

Вследствие своего географического положения и относительно большей ресурсной доступности литоральные области океана оказались связанными с повышенным уровнем всех видов морской деятельности. К этим видам следует отнести вопросы безопасности от природных и антропогенных угроз, природопользование и морской транспорт. Современный подход к обеспечению необходимого качества указанных видов морской деятельности часто связывается с оценкой текущей информации о состоянии океанической среды, когда усредненных (климатических) данных оказывается недостаточно. Такой подход оказался естественным образом связан с развитием оперативных методов и инструментария наблюдений, оценки и прогноза состояния океана. Этот инструментарий получил название оперативной океанографии. Характерным примером литоральных областей океана, рассматриваемых в работах по оперативной океанографии, являются баренцевоморский регион и шельфовая зона Норвежского моря.

Для указанных районов, как и для литоральных зон Мирового океана в целом, обычной является сильная пространственная и временная изменчивость свойств океанической среды, включая течения и волнение моря. Эта

изменчивость в значительной степени характеризуется наличием процессов и явлений малых масштабов. К ним, в том числе, относят образование субмезомасштабных вихревых структур и меандров.

Установлено, что к числу отличительных свойств мелководных областей должны быть отнесены: выраженная динамика свободной поверхности, вертикальное перемешивание, прилив и приливное перемешивание, развитое волнение. И в этих условиях основная задача формулируется как текущее оценивание и прогноз океанологических свойств водного слоя в интересах указанных выше приложений. Указанные процедуры требуют непрерывного (реально-временного) мониторинга. Сложность этой задачи предьявляет к таким системам повышенные требования. Современный уровень представлений об инструменте решения поставленной задачи приводит к выводу о необходимости использования комплексных средств получения натуральных данных, специфических прибрежных моделей и гибких адаптивных процедур настройки и соотнесения моделей и экспериментальных данных.

Среди характерных для оперативной океанографии средств реально-временного получения данных об океанической среде заметное место заняли радиолокационные системы, эксплуатирующие эффект дальнего распространения волн вдоль поверхности моря при настильном приповерхностном зондировании и эффекты взаимодействия поля зондирующих сигналов с неровностями поверхности. Более того, радиолокация оказалась в положении единственного инструмента, способного покрыть практически непрерывными реально-временными измерениями прибрежные районы [1]. Вопрос оказался лишь в качестве указанных измерений и их способности усваиваться теми моделями, которые также должны соответствовать изменчивости прибрежных районов и, таким образом, связывать с нужным разрешением поверхностные и подповерхностные процессы. Коротковолновая радиолокация прошла путь к достижению требуемого от этого измерительного инструмента качества и в настоящее время можно констатировать ее широкое распространение в мире для решения указанных задач. На Рис. 1 представлено оборудование побережья США коротковолновыми радиолокационными средствами, работающими в системах оперативного мониторинга прибрежных акваторий. На Рис. 2 представлена продукция таких систем.



Рис. 1. Системы оперативного мониторинга прибрежных акваторий США с использованием коротковолновой радиолокации

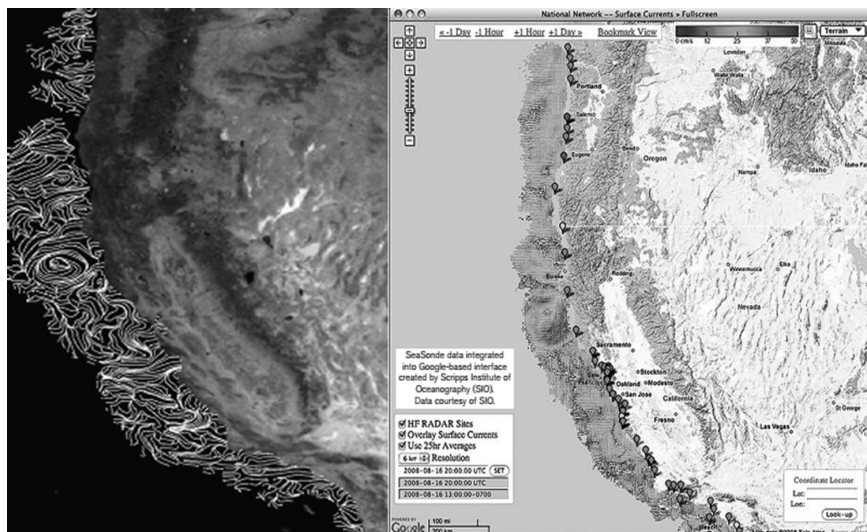


Рис. 2. Восстановленная структура возмущений морской поверхности у побережья США по данным коротковолновой радиолокации

Физические принципы получения данных о возмущениях морской поверхности коротковолновой радиолокацией и информативность этих данных

Коротковолновыми называются электромагнитные волны длиной от 10 до 100 метров, что соответствует частотам от 3 до 30 МГц. Различают два механизма распространения этих радиоволн: 1) поверхностной волной за счет дифракции на сфере Земли и 2) пространственной волной при ионосферной рефракции. Оба типа распространения используются в радиолокационных системах (РЛС) мониторинга надводной обстановки. Однако получение данных о возмущениях морской поверхности (объект локации – морская поверхность) осуществляется путем применения РЛС с поверхностным типом распространения волн. При этом дальность действия РЛС достигает 300–400 км.

Известно, что использование коротковолновой радиолокации поверхностной волны позволяет решить задачу получения информации о надводном судоходстве, ледовой обстановке и метеоусловиях, в том числе, определение кромки и динамики ледового покрова, характеристик приводного ветра, степени волнения моря и течений в реальном масштабе времени. При этом в число оцениваемых гидрофизических и метеорологических параметров входят направление и сила ветра у поверхности моря, направление распространения и средняя высота волн, скорость и направление поверхностных течений.

В настоящей работе обращается внимание на то, что данные радиолокационных измерений указанных выше характеристик поверхности моря являются промежуточными для ряда других задач. В задачах оценивания гидрофизических характеристик водного слоя и генерируемого поверхностью моря и судоходством подводных акустических шумов эти данные являются входными.

На Рис. 3 представлен модельный спектр отражений от морской поверхности. Изучение спектра отражений от морской поверхности показало [2], что частотные компоненты, соответствующие узким пикам спектра в районе частоты Брега f_{Br} обусловлены так называемыми отражениями первого порядка (на Рис. 1 соответствуют относительным частотам $Fomn = +, - 1$). Физически это соответствует случаю, когда радиоизлучение длиной λ рассеивается возмущениями морской поверхности, имеющими пространственную протяженность между гребнями, равную $\lambda/2$. Отражения от каждого гребня таких возмущений имеют разность хода равную λ и поэтому суммируются синфазно. Частота Брега – она же доплеровское смещение частоты f_{δ} , определяется выражением:

$$f_{Br} = \pm \sqrt{\frac{g}{\pi \cdot \lambda}},$$

где g – ускорение свободного падения; λ – длина волны.

Другие составляющие спектра, порожденных возмущениями поверхности моря сигналов, обусловлены отражениями более высоких порядков, в основном – второго порядка. Последнему соответствует случай, когда радиоволна последовательно отражается от совокупностей морских возмущений разной протяженности, обеспечивающих общую разность хода отраженных лучей РЛС, близкую к λ .

Резонансный характер взаимодействия радиоволн и возмущений поверхности моря позволяет связать основные параметры указанных возмущений с параметрами спектра отраженного морем сигнала. Физической основой для разработки методов определения состояния морской поверхности является теория рассеяния коротких радиоволн на взволнованной морской поверхности [2].

Теория взаимодействия радиоволн и морских возмущений первого порядка описывает природу и информационную содержательность пиков в доплеровском спектре отраженного морем сигнала (брегговских или доплеровских составляющих).

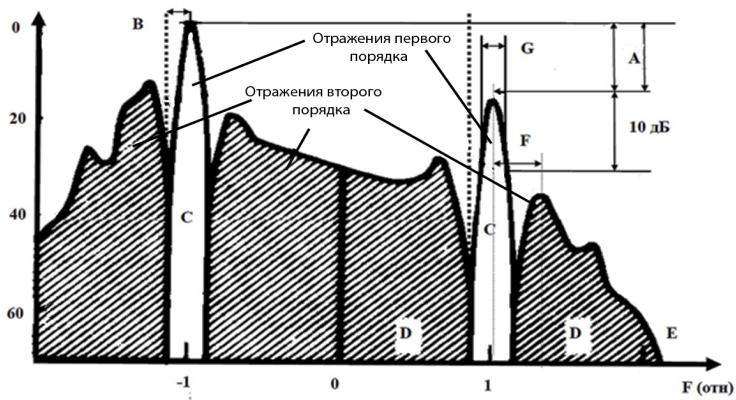


Рис. 3. Характерный доплеровский спектр отражений от морской поверхности для коротковолнового диапазона радиоволн

Соотношение амплитуд этих линий для «приближающихся» и «удаляющихся» возмущений (на частотах $f_{бр}$ и $+f_{бр}$) содержит информацию о генеральном направлении распространения морских возмущений и ветра у поверхности моря относительно угла визирования (параметр А на Рис. 3). Как показали экспериментальные исследования, ширина брегговских составляющих содержит информацию о скорости ветра, воздействующего на морскую поверхность (параметр G). Информация о положении этих составляющих по частоте является

основой для оценивания компонент и вектора скорости поверхностных течений (направлений и скорости в каждом элементе пространственного разрешения - параметр В).

Теория резонансного взаимодействия второго порядка описывает континуальную составляющую доплеровского спектра рассеянного морем сигнала. Этот спектр содержит информацию о морском волнении. Огибающая спектра справа и слева от береговых линий (параметр Е) описывает скалярный спектр морского волнения, из которого выделяются параметры доминирующей длины морской волны и оценка ее средней высоты (параметр F). При наличии зыби в скалярном спектре морского волнения возможно не только определение длины волны, но и ее направления. Для получения обобщенной оценки средней высоты морских волн (степени волнения) используется соотношение площадей, заключенных под огибающими линиями, спектров первого и второго порядков (параметр D/C).

Как показали экспериментальные исследования, для получения достоверной гидрофизической и метеорологической информации из рассеянного морем сигнала требуется адекватное усреднение результатов нескольких зондирований и учет помех различного происхождения. Выполненные теоретические расчеты [2] обосновывают число независимых зондирований морской поверхности порядка 9–15. Спектральные и статистические свойства отражений от морской поверхности в КВ диапазоне к настоящему времени достаточно хорошо исследованы.

Специфический характер спектра отраженного морем сигнала, позволяет достаточно надежно фиксировать границы типа «земля-море» и «лед-море». Это позволяет определять границы ледовых полей, обнаруживать и сопровождать отдельные льдины и айсберги на больших дистанциях. Измерение скорости их дрейфа возможно с точностью до единиц см/сек.

Пример реального пространственно-частотного спектра отражений от морской поверхности приведен на Рис. 4. На этом рисунке видны дискретные составляющие, соответствующие отражениям от надводных движущихся и неподвижных объектов, береговым отражениям от возмущений морской поверхности и указанную выше континуальную составляющую спектра.

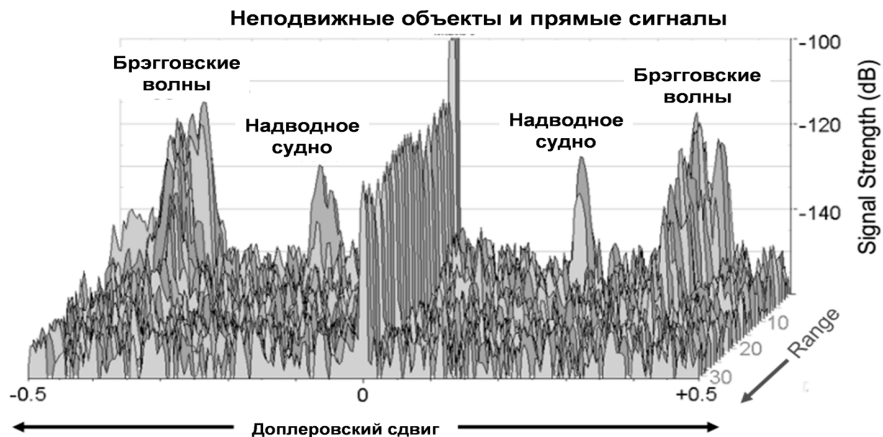


Рис. 4. Спектры эхо-сигналов от морской поверхности, как информативные данные для последующей оценки искомых характеристик морской среды [5]

Обработка данных в коротковолновой радиолокации морской поверхности

В океанологии основным объектом измерений являются течения, прибрежные вихри, характеристики морского волнения. В ряде задач реализуется также возможность получения картины положения и перемещения надводных объектов. Векторы течений, полученных по радиолокационным данным, рассчитываются на заданной пространственной сетке с фиксированным разрешением. На больших площадях измеряются радиальные компоненты скорости течений и/или компоненты скорости течений, характерные для бистатической (мультистатической) локации, когда излучатель и приемник разнесены. Системы коротковолновой радиолокации обеспечивают получение в реальном времени информации в виде синоптической картины распределения векторов поверхностных течений и информации о волнении (синоптическая информация о поверхностном волнении). Характерные периоды времени обновления данных в известных системах равны десяткам минут, что, отчасти, связано с природной изменчивостью океанических процессов. Важна обработка данных в самих системах получения радиолокационных данных. Полученные радиолокацией данные впоследствии также будут подвергаться, но уже иной обработке. Суть же обработки данных в радиолокационной системе (существует ряд подходов) заключается в следующем.

В большинстве случаев векторы течений определяются путем обработки данных о радиальных компонентах скоростей течений, полученных от 2-х и более станций (Рис. 5). Существуют алгоритмы обработки данных для схем бистатической локации. За счет такой организации работы пространственное покрытие улучшается на 30–100 %. В бистатике излучатель и приемник разнесены на расстояния порядка значимой доли дальности действия КВ РЛС. Данные измерений позволяют получать информацию о поверхностных течениях, но при этом амплитуды и изменчивость оценок КВ РЛС могут содержать существенные ошибки, достигающие иногда порядка самой измеряемой величины. Для преодоления этого затруднения обработка КВ РЛС-данных должна быть робастной и включать соответствующие процедуры фильтрации и интерполяции измерений.

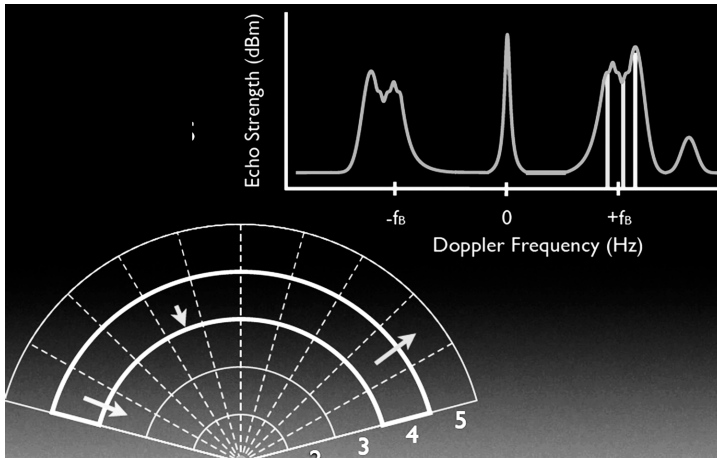


Рис. 5. Иллюстрация связи направления движения и доплеровского смещения частоты эхо-сигнала, как основы оценки радиальных составляющих скорости объекта локации.

В наиболее распространенной схеме сети моностатических станций эхо-сигналы содержат информацию о расстояниях, азимутальном угле и о доплеровском сдвиге (r, fd, θ). (Бины по расстоянию Δr и по доплеровскому сдвигу). Эхо-сигналы с заданного расстояния интегрируются на временном интервале T с тем, чтобы сформировать доплеровский спектр для заданного бина по расстоянию (Рис. 4). Общая картина, принимаемых вследствие брэгговского рассеяния сигналов, оказывается сегментированной по r и fd . В процессе измерений усредняется сигнал от сотен горбов волн. Радиальные составляющие

скоростей течений определяются по малым доплеровским сдвигам на основе информации, содержащейся в бинах по расстоянию δr и доплеровскому сдвигу. Из данных о расстоянии и доплеровском сдвиге (r и fd) получаются значение и знак радиальной скорости и дальность. Существенно отметить, что поля значений, полученные на 1-часовом интервале, показывают значительную пространственную и временную изменчивость из-за мезомасштабной изменчивости течений, изменчивости ветровой нагузки и приливных процессов. Фильтрация временных изменений позволяет получить средние значения компонент скорости течений во времени. Обычно средние значения векторов скоростей течений получаются как среднеквадратичные значения при усреднении по ансамблю. Из других особенностей обработки следует отметить использование процедур обрезания выбросов оценок, превышающих разумный предел по скорости течений и устранение ионосферных искажений и кратковременных импульсных помех, влияющих на корректную оценку доплеровского сдвига.

Для измерения спектра морского волнения требуется когерентное интегрирование сигнала в течение 50–100 с. Из-за длительного времени накопления и необходимости при радиолокационном мониторинге объединять результаты нескольких зондирований для одного элемента дальности, выбрать приемлемый темп получения пространственных данных возможно только при параллельном ведении обработки сигнала во всех каналах по дальности и частоте.

В отличие от СВЧ РЛС, присутствующие на входе приемника КВ РЛС помехи значительно превышают уровень его собственных шумов и это является проблемой. Отметим вклад атмосферных, промышленных помех и помех, создаваемых радиостанциями и другими радиоэлектронными средствами.

В большей части коротковолнового диапазона преобладающее влияние помех обычно определяется сосредоточенными активными помехами от радиостанций. Измеренный перепад интенсивности между частотными интервалами, занятыми сосредоточенными помехами и свободными от них, доходит до 80–100 дБ. Выбор для работы свободного участка спектра снижает влияние помех.

В коротковолновом диапазоне радиоволн важное значение имеют вопросы электромагнитной совместимости РЛС с другими радиосредствами.

О некоторых особенностях конструкций коротковолнового радиолокатора

Кроме диапазона рабочих частот важной особенностью коротковолновой радиолокации являются конструкции и характеристики антенных систем. Для РЛС поверхностной волны антенная система должна находиться вблизи кромки воды.

Системы КВ-радиолокации создаются либо как фазированные решетки (две линии антенн (передающих и приемных), установленных вдоль берега), либо

как распределенные системы с оценкой направлений. Фазированные решетки первоначально были одночастотными; новые используют несколько частот. Системы с оценкой направлений CODAR конфигурируются в различные по разрешению (по расстоянию) комбинации. Это версии, рассчитанные на большие расстояния (до 300 км от берега), и версии с высоким разрешением, позволяющие создавать и обновлять карту поверхностных течений с разрешением до 100 метров на умеренных расстояниях.

Область КВ – радиолокационного наблюдения может быть расширена за счет установки дополнительных бистатических передатчиков на вынесенных в море буйках. Полученная в результате эллиптическая координатная система обеспечивает восстановление скорости течений вдоль гипербол при расширении области покрытия по всем направлениям с получением ряда дополнительных преимуществ [6].



Рис. 6. Антенная система РЛС WERA.

Примером недорогой реализации КВ-РЛС поверхностной волны является стационарная РЛС WERA (Германия) [6]. На Рис. 6 и Рис.7 представлены антенная система этой РЛС и схема ее типового размещения. Эта РЛС позволяет

При ширине спектра сигнала 10 кГц минимальная длительность импульса составляет 100 мкс, при максимальной задержке 1 мс (150 км), получается достаточно хорошая скважность сигнала – 10. Поэтому можно использовать импульсный сигнал, добавив модуляцию от импульса к импульсу.

Компромиссно-разумными можно считать следующие параметры сигнала: полоса 20 кГц, период следования импульсов 1 мс, длина импульса 50–200 мкс, длительность сигнала 100 с. Излучаемая посылка состоит из периодических импульсов со специально подобранной фазовой модуляцией, минимизирующей боковые лепестки и внеполосное излучение.

Основные особенности приемопередающей аппаратуры включают: прямое цифровое преобразование на несущей частоте во всем КВ-диапазоне, прямой синтез зондирующего сигнала, многоканальную цифровую решетку.

Время развертывания РЛС определяется скоростью расстановки антенных элементов и подключения их к приемнику. Если реализовать беспроводной интерфейс для сбора данных, например, на основе WI-FI сети, снабдить каждый антенный элемент GPS приемником и автономным питанием на основе солнечных батарей с аккумуляторами, то для развертывания системы достаточно будет только расставить антенные элементы на выбранном участке берега. Антенные элементы РЛС КВ-диапазона можно размещать непосредственно в береговой растительности. Автономные антенные элементы можно разместить на вынесенных в море буйях.

В качестве устройства обработки используется компьютер с WI-FI сетевым оборудованием для сбора данных от антенных элементов. Таким образом, в состав РЛС входит: поле приемных антенных решеток, центр приема данных от элементов антенной решетки и формирователь сигнала, усилители мощности, передающая антенная система.

Передающая антенная система должна реализовывать излучение сигнала по азимуту и по углу места в секторе, обслуживаемом РЛС, минимизируя излучение по другим направлениям. Антенна должна перекрывать весь диапазон рабочих частот. Поэтому, несмотря на широкую диаграмму направленности в горизонтальной плоскости, передающая антенна имеет существенные размеры. Синтез КВ сигнала с заданными параметрами реализуется с помощью многоканального ЦАП синтезатора сигнала. Установка фаз и амплитуд по каждому каналу позволяет сформировать заданную диаграмму направленности на передаче, адаптивную к помеховой обстановке.

Для синхронизации по номеру отсчета достаточно точности поступающих сигналов от GPS приемника. Взаимное расположение антенных элементов (конфигурация приемной решетки) уточняется по координатам от GPS приемника.

Состав систем оперативной океанографии

В общем виде системы оперативного мониторинга можно представить состоящими из трех крупных частей: 1) наблюдательная сеть, функцией которой является получение натуральных данных о состоянии океанической среды и о связанном с этим состоянием атмосферном форсинге,

- 2) физическая модель, описывающая изменчивость океанической среды в пространстве и времени,
- 3) механизм подгонки натуральных данных и модели, называемый ассимиляцией данных в моделях.

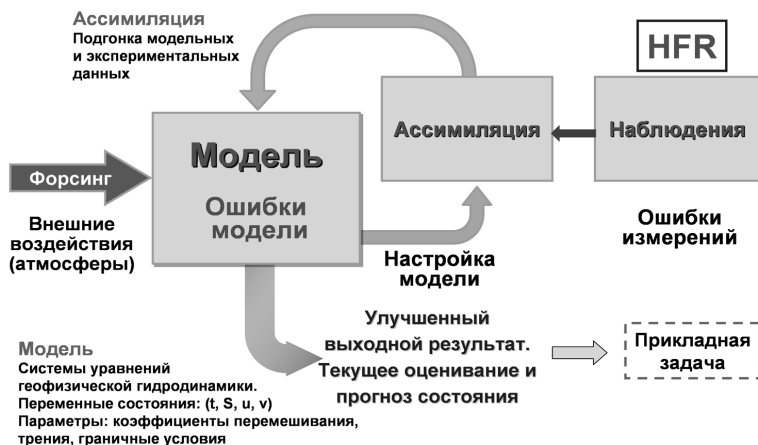


Рис. 8. Состав систем оперативной океанографии с элементами настройки (адаптации) моделей и наблюдательной сети (HFR- КВ РЛС)

Таким образом, входом в систему являются наборы или поля натуральных (измеренных) данных и данных о воздействующих факторах. Выходом системы являются поля океанических характеристик, информация о которых востребована приложениями (см. Рис. 8). В рассматриваемом нами случае наблюдения состояния морской поверхности производятся в прибрежной зоне с помощью коротковолновой радиолокации (HF-Radar или HFR). Данными наблюдений являются характеристики поверхностных течений и волнения. Внешние воздействия – это атмосферный форсинг. Инструмент наблюдений, особенности моделей и их настройки под физические процессы, особенности ассимиляции рассматриваются ниже.

В дополнение к сказанному отметим, что системы наблюдения часто представляют собой обсерватории, включающие сети КВ РЛС различного частотного диапазонов, а также океанологические станции, метеорологические радары, станции погоды, измерители приливов.

Модели

Так же, как и большинство моделей, используемых оперативной океанографией, прибрежные модели основываются на системе уравнений геофизической гидродинамики (примитивных уравнений). При этом физику прибрежных районов эти модели должны воспроизводить адекватно. К особенностям прибрежных районов относят влияние береговой линии, мелководье (обычно до 200 метров), сильные вдольбереговые течения и пространственно-временную изменчивость океанических процессов. Учитывая сделанный акцент на наблюдения поверхностных явлений, важно в модели учесть влияние физических факторов на поверхность. Модели характеризуются переменными состояниями (*state variables*) – свойствами морской среды и параметрами (*parameters*). Переменными состояниями являются: температура, соленость, компоненты скорости течений. Перечень и физический смысл параметров, используемых динамических океанических моделей можно найти в ряде источников, например, в [9], где мы найдем коэффициенты, определяющие вертикальное и приливное перемешивание, трение у дна и граничные условия. Именно параметры относятся к тем регуляторам, которые ответственны за настройку модели к физическим особенностям конкретной акватории. Применительно к условиям мелкой воды и, соответственно, к прибрежному моделированию оправданно выделяются [10] параметры, связанные с дном. При прочих равных условиях они считаются основным регулятором адекватности прибрежной модели: «напряжение у дна» (*bottom stress*) и коэффициенты трения (*bottom friction coefficients*) в различных направлениях. Определяемые этими параметрами характеристики придонных течений влияют на общую динамику и состояние водных масс, в том числе на поверхностные течения. Граничные условия определяются из соображений общности процессов в океане, частью которого являются прибрежные акватории. Отсюда модели прибрежных региональных или локальных акваторий обычно вкладываются (*nesting*) в крупномасштабные модели. Граничные условия в значительной степени определяются общей картиной пространственной изменчивости состояния океана и процедурой вложения.

Ассимиляция натуральных данных в моделях

Следуя [11], различаем ошибки измерений (разница между измеренными и истинными значениями), ошибки моделей (как следствие неадекватности описания физических процессов) и ошибки – невязки (ε) между измеренными и соответствующими им модельными значениями. Ошибки – невязки включают и ошибки измерений, и ошибки физической модели. Эти ошибки могут быть реально оценены. Для работы с ними введены модели ошибок-невязок. Статистики невязок получили название неопределенностей. Изменчивость этих статистик по пространству названа полями неопределенностей. Изучение неопределенностей стало в настоящее время важным научным направлением [11]. Информации об истинных значениях измеряемой величины, как правило, нет. Поэтому в отношении ошибок измерений существуют только статистические модельные представления. Неадекватность физических моделей конкретным природным условиям априори оценить сложно. Эта сложность согласно [11] преодолевается путем, так называемого, адаптивного моделирования. Мы определяем ассимиляцию как процедуру подгонки физической динамической модели и измеренных данных. У такой подгонки есть критерий. В качестве критерия принимается минимум некоторой нормы соответствия измеренных и модельных значений. Обычно это квадратичная норма невязок (ε). Решение задачи ассимиляции вследствие нелинейных модельных зависимостей осуществляется с использованием различных формальных процедур (методов). Среди них выделяются, так называемые, ансамблевые, вариационные и гибридные (вариационно-ансамблевые) методы. Важно понимать, чем в процессе минимизации нормы расхождения модели и экспериментальных данных (ошибки) управляется процесс подгонки. Измерения при заданном измерителе изменить невозможно. Менять можно модель. В физической модели можно менять начальные и граничные условия и параметры. По существу, в связи с этими обстоятельствами конкретные методы ассимиляции данных в моделях разделяются на методы статистического оценивания и обратные методы. В процессе подгонки модели и экспериментальных данных идеальным можно считать одновременное оценивание параметров модели и переменных состояния, удовлетворяющее выбранному критерию. В случае неадекватности или низкого качества модели она подлежит улучшению. Анализ неопределенностей может выявить также потребность в улучшении качества измерений. В нашем случае улучшение измерений может быть связано с изменением плотности расположения КВ РЛС, их разрешающей способности, минимизации ошибок за счет предварительной обработки и привлечения дополнительных измерителей.

Фазы разработки систем оперативного мониторинга прибрежных акваторий

Создание наблюдательной сети из прибрежных КВ радиолокаторов, позволяющей производить оценки поверхностных течений и характеристик волнения, не решает полностью задачу мониторинга. Это лишь один из элементов целостной системы. Другим важным элементом является разработка адекватной прибрежной модели. Здесь мы выделяем ряд этапов такой работы.

Первым из них, по-видимому, является проведение необходимых исследований. Надо выявить доминирующие в конкретной прибрежной зоне процессы и их масштабы. Особенно те, которые связаны с поверхностными явлениями, в том числе суб-мезомасштабными. Надо выявить влияние характеристик дна на придонные и поверхностные течения. При разработке физической модели надо учесть результаты, полученные на исследовательской фазе. Надо предусмотреть возможность настройки модели под изменяющиеся условия района. От использования жесткой модели с назначенными параметрами или ранее разработанной и универсально применяемой модели ожидать адекватности не стоит.

Далее, применительно к разработанной модели, надо разработать процедуры ассимиляции данных, потенциально получаемых от прибрежной радиолокации и других измерителей. Процедуры ассимиляции должны предусматривать подгонку переменных состояния модели к соответствующим экспериментальным данным и оценку параметров модели. Следующей фазой могла бы стать калибровка сочетания элементов будущей системы. Далее следует предусмотреть реально-временные эксперименты и верификацию системы. Последней фазой может стать инженерное проектирование вариантов целостной системы.

Полезный эффект

Можно ожидать, что результаты применения систем оперативного мониторинга прибрежных акваторий, основанные на использовании коротковолновой радиолокации, будут носить как практический, так и научный характер. Реально-временной мониторинг и прогноз поверхностных эффектов улучшит управление транспортной и природоохранной деятельностью и приведет к предупреждению опасных явлений. Оценка и прогноз подповерхностных явлений улучшит качество подводного наблюдения. Научный результат выразится в улучшении физических моделей и представлений о природных явлениях в прибрежной зоне. Ожидается улучшение разрешения прибрежных вихрей и фронтов, когда модель ассимилирует радиолокационные данные и данные о поверхностном ветре.

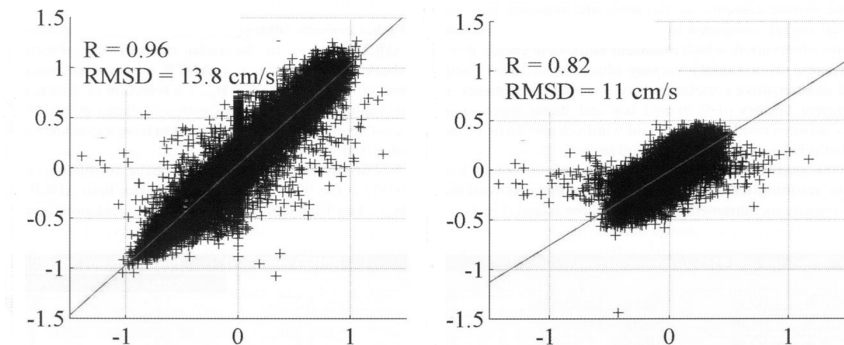


Рис. 9. Сопоставление результатов измерений радиальной составляющей скорости течения по данным радиолокатора HFR и акустического доплеровского профилографа течений ADCP для двух направлений. В одном из них (а) корреляция данных указанных измерений составляет 0.96, во втором (б) – 0.82. Среднеквадратичное отклонение (RMSD) соответственно составляет 13.8 и 11 см/с [12].

Важные особенности существующего опыта

Опыт, соответствующий изложенной проблеме, является преимущественно зарубежным. В части систем оперативного мониторинга прибрежных акваторий с использованием коротковолновой радиолокации он отражен в ряде зарубежных публикаций. Из него, в частности, можно сделать следующие выводы.

- При надлежащей организации радиолокационного наблюдения поверхности моря, связанной с выбором параметров зондирующих сигналов, пространственного разрешения, алгоритмов обработки данных (в том числе межэнтенной обработки), данные о поверхностных течениях корректны. Известные эксперименты по сравнению результатов, полученных КВ РЛС и иными инструментами, показывают хорошее их согласие. На Рис. 9 сопоставлены данные о радиальной скорости течения, полученные КВ радиолокатором и акустическим доплеровским профиломером течений (ADCP) [12].
- Разработаны высокоразрешающие модели океанических процессов в прибрежной зоне, способные описывать как поверхностные явления (в том числе прибрежные вихревые структуры), так и динамику гидрофизических полей в трехмерной области водного слоя.

- При практическом использовании КВ диапазона в целях мониторинга морских акваторий отечественные разработчики считают целесообразным создание передислоцируемых РЛС с использованием беспроводных каналов передачи данных в антенной системе. Снижение стоимости одного элемента антенной решетки и развитие сетевых технологий позволяют снизить затраты при развертывании РЛС.

Работа была выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2018-0010), при поддержке экспедиционных исследований РФФИ (проект № 17-05-41041) и Российского научного фонда (проект 16-19-00172).

HIGH-FREQUENCY RADAR FOR COASTAL AREAS MONITORING

Veremyev V.I., Ivanov I.I., Kovalenko V.V., Kutuzov V.M., Telegin V.A.

The physical principles of sea surface monitoring by a decameter-wave over-the-horizon radar are described in this paper. The resonant reflection behavior allow obtaining the high-accurate tool for measurement of the surface current map and other sea surface characteristics at high ranges. An example of technical implementation of decameter-wave radar with modern network communication technology is presented.

Литература

1. T. Helzel, B. Hansen. How monitoring by Coastal Radar becomes more and more important as tool for hazard management and environmental protection. Press-release WERA. www.helzel.com
2. D. Trizna, J. Moore, J. Headrik, R. Bogle. Directional Sea Spectrum determination using HF dopler Radar Techniques. IEEE Trans. V.AR-25, № 1, 1977.
3. D. E. Barrik, J. Snider. The statistic of HF sea echo Doppler spectra. IEEE Trans. V.AR-25, № 1, 1977.
4. В.М.Кутузов. Загоризонтные РЛС декаметрового диапазона: области применения и принципы построения. Судостроение за рубежом, № 11, 1989.
5. Hugh Roarty, Scott Glenn et. Al. Results from the Mid Atlantic High Frequency Radar Network. ROS 2011

6. Scott M. Glenn, Tommy D. Dickey, Bruce Parker, William Boicourt, Long-Term Real-Time Coastal Ocean Observational Networks, *Oceanography* Vol, 13 No. 1/2000
7. http://wera.cen.uni-hamburg.de/WERA_Guide/WERA_Guide.shtml
8. Dzvonkovskaya, A., Gurgel, K.-W. Future Contribution of HF Radar WERA to Tsunami Early Warning Systems. *European Journal of Navigation* Volume 7 I Number 2 I August 2009.
9. W. S. Brown, A. Gangopadhyay, and Z. Yu. An Operational Circulation Modeling System for the Gulf of Maine/Georges Bank Region: Applications. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, June 2005
10. T. Mayo, T. Butler, C. Dawson, I. Hoteit. Data assimilation within the Advanced Circulation (ADCIRC) modeling framework for the assimilation of Manning's friction coefficient/ *Ocean Modeling*, 76, 2014
11. Pierre F.J. Lermusiaux. Adaptive modeling, adaptive data assimilation and adaptive sampling. *Physica D* 230 (2007) 172–196
12. A.M. Robinson, L.R. Wyatt. A two year comparison between HF radar and ADCP current measurements in Liverpool Bay. *Journal of Operational Oceanography*. V.4, #1, 2011

Оглавление

<i>Кортаев Г.К.</i> Тридцать лет эволюции физической океанографии в России и мире	8
<i>Бышев В.И., Нейман В.Г., Гусев А.В., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н., Пономарёв В.И., Романов Ю.А., Серых И.В., Сидорова А.Н., Склярёв В.Е., Анисимов М.В., Фигуркин А.Л.</i> К вопросу о происхождении междекадной изменчивости современного климата	29
<i>Юлин А.В., Тимофеева А.Б., Павлова Е.А., Шаратунова М.В., Хотченков С.В.</i> Межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости российских арктических морей в современном климатическом периоде	44
<i>Дымент Л.Н., Лосев С.М.</i> Динамика вихревых образований дрейфа льда и плотности разрывов в ледяном покрове Арктического бассейна	61
<i>Вражкин А.Н., Кабатченко И.М., Резников М.В., Фомин В.В.</i> Система оперативного прогноза ветрового волнения в Чукотском море с учетом ледовых условий	75
<i>Чашечкин Ю.Д.</i> Проблемы сравнения результатов теоретических (аналитических и численных), лабораторных и натуральных исследований процессов в океане и принципы рационального согласования методик	90
<i>Холощев А.В., Шуйский Ю.Д., Подпорин С.А.</i> Проблемы обеспечения безопасности побережий России при повышении среднего уровня Мирового океана	115
<i>Выручалкина Т.Ю., Дианский Н.А., Фомин В.В.</i> Эволюция уровня Каспийского моря под влиянием климатических изменений поля ветра	135

<i>Борисов Е.В., Ермаков В.Б., Никонова Р.Е.</i> К оценке среднегодового уровня Каспийского моря: информационная основа, общие закономерности и некоторые результаты анализа.....	148
<i>Жуков Ю.Н.</i> Статистика экстремальных значений колебаний уровня в арктических морях.....	164
<i>Филиппов Ю.Г.</i> Физико-статистический метод прогнозирования опасных подъемов уровня в порту Таганрог.....	175
<i>Демидов А.Н., Крашенинникова С.Б., Горбушкин А.Р., Иванов А.А.</i> Изменения меридионального переноса массы в субтропической Атлантике.....	181
<i>Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Пряхина С.Ф.</i> Диагностические расчеты климатической зимней и летней циркуляции в Севастопольской бухте.....	189
<i>Островская Е.В., Умриха А.В.</i> Нефтяное загрязнение северо-западной части Каспийского моря: современное состояние и основные источники.....	209
<i>Немировская И.А.</i> Уровни и генезис углеводородов в прибрежных районах российского сектора Черного моря.....	221
<i>Дьяков Н.Н., Мальченко Ю.А., Липченко А.Е., Белогудов А.А.</i> Особенности термохалинной структуры и гидрохимических условий прибрежных вод западной части Черного моря.....	244
<i>Веремьев В.И., Иванов И.И., Коваленко В.В., Кутузов В.М., Телегин В.А.</i> Коротковолновая радиолокация прибрежных акваторий.....	263

Сборник научных трудов
Труды ГОИН
Выпуск 220
ИССЛЕДОВАНИЯ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Редактор – **Грузинов В.М.**
Технический редактор: **Кузнецова О.В.**
Верстка – **Турышев В.С.**
Корректор – **Сергунова Д.Ю.**

Подписано в печать 11.07.19. Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Печатных листов 17.75. Заказ № . Тираж 300 экз.