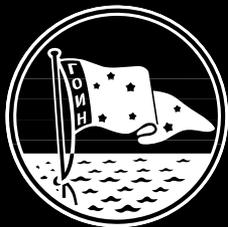


**Министерство природных ресурсов
и экологии Российской Федерации**

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

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



Исследования океанов и морей

выпуск 217

*Под редакцией
канд. физ-мат. наук Е.В. Борисова*

**Москва
2016**

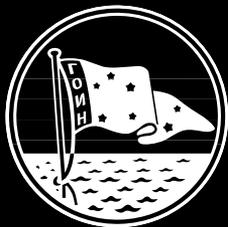
**ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени Н.Н. ЗУБОВА**



MINISTRY OF NATURAL RECOURCES AND
ENVIRONMENT OF THE RUSSIAN FEDERATION

FEDERAL SERVICE FOR HYDROMETEOROLOGY AND
ENVIRONMENTAL MONITORING

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



OCEAN AND SEA RESEARCH

No. 217

*Under the editorship of
E. V. Borisov Ph.D.*

**Moscow
2016**

УДК 551.466+551.467
ББК 91.99+26.23+26.221

Рецензенты:

доктор физ-мат. наук Сабинин К.Д.

доктор геогр. наук Кабатченко И.М.

Выпуск Трудов ГОИН'а содержит доклады, прочитанные на Третьей Всероссийской конференции по прикладной океанографии, состоявшейся в институте 21–22 октября 2015 г.

Тематика докладов охватывает широкий круг практических проблем современной океанографии от изменения термических характеристик океана и влияния явления Эль-Ниньо на процессы в атмосфере и океане до новых форм и средств представления морской гидрометеорологической информации. Большое место занимают в сборнике работы, связанные с моделированием процессов в морях и океанах. Это относится к численному гидродинамическому моделированию колебаний уровня в Балтийском море, моделированию циркуляции в Каспийском море, моделированию процессов перемешивания. Эти и некоторые другие работы содержат новые результаты, которые найдут применение в практике гидрометеорологического обеспечения морской деятельности. Динамическим процессам в морях и океанах посвящены работы, связанные с исследованием течений, волнения, анализом дрейфтерных наблюдений за течениями, явлениями апвеллинга в океане. Отдельную группу составляют статьи, связанные с оценкой влияния океана на процессы климатических изменений и воздействия изменений климата на характеристики верхнего деятельного слоя океана. И наконец, нельзя не отметить работы, имеющие экологическую направленность, включая поступление в морскую среду биогенных веществ и радионуклидов с атмосферными осадками и аэрозолями.

Сборник Трудов ГОИН'а № 217 представляет интерес для специалистов в области океанографии, морской метеорологии, экологии, гидрохимии, а также студентов и аспирантов гидрометеорологического профиля.

ISBN 978-5-8493-0298-0

The present issue of the SOI Proceedings №217 includes mainly reports presented at the 3rd All-Russian Conference on Applied Oceanography which took place in SOI on October 21–22, 2015.

The subjects of the reports are spread all over wide range of practical problems of modern oceanography from the change of thermal characteristics of the ocean and the influence of El-Ninjo phenomenon on the processes in the atmosphere and the ocean to the new forms and means for presentation of marine hydrometeorological information. A large place in the issue is occupied by reports related to the numerical modeling of processes in the ocean and the seas, such as sea level oscillations in the Baltic Sea, circulation of currents in the Caspian Sea, mixing processes in the upper ocean. These and some other reports contain new results which will find their place in the practice of hydrometeorological provision of marine activities. Some reports are dedicated to dynamical processes in the upper ocean and to the analysis of drifter currents observations as well as to the upwelling in the ocean.

Separate group of reports concern estimation of the influence of the ocean on climate changes as well as the influence climate changes on the characteristics of the upper ocean. The reports that have ecological direction including the discharge of biogenic substances as well as the running in the ocean of radionuclides with atmospheric precipitation and aerosols should also be mentioned.

SOI Proceedings № 217 is of interest for specialists in oceanography, marine meteorology, ecology and hydrochemistry as well as for students and postgraduates of hydrometeorological profile.

ISBN 978-5-8493-0298-0

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОКЕАНА ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА ЗА 2005–2015 ГГ.

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

Гидрометцентр России

Приводятся основные сведения о системе усвоения океанографических данных, развиваемой в Гидрометцентре России. Обсуждаются результаты применения этой системы к определению межгодовых изменений теплосодержания вод Мирового океана и той части изменений уровня океана, которая обусловлена стерическими эффектами.

Введение

Для решения многих прикладных задач требуются диагностические оценки состояния вод океана. Получаемые на основе таких оценок сведения используются для мониторинга изменчивости океанографических полей, для инициализации совместных моделей океан-атмосфера в исследованиях климатической системы, для задания начальных условий при прогнозировании океанской погоды, под которой понимается меняющееся со временем состояние океана на масштабах от нескольких суток до нескольких недель.

Информационную основу для оценивания состояния океана составляют данные наблюдений. Но одних только наблюдений недостаточно для получения оптимальной оценки по нескольким причинам:

- наблюдения, как правило, имеют недостаточную плотность распределения в пространстве для восстановления состояния океана с требуемым разрешением;
- наблюдения расположены в пространстве весьма нерегулярно, но для задач численного анализа и прогноза их нужно приводить в узлы регулярной сетки;
- все наблюдения содержат разного рода ошибки (случайные и систематические); необходима фильтрация ошибок наблюдений;
- наблюдать могут не все интересующие нас поля, или не все в равной мере; нужно использовать информацию об одних переменных для восстановления других переменных;
- при анализе состояния океана в данный момент времени целесообразно использовать не только текущие наблюдения, но и прошлые наблюдения – имея в виду инерционность океанских процессов; необходимо найти

способы оптимального объединения информации, содержащейся в текущих наблюдениях, с носителем информации о прошлых наблюдениях.

Современные подходы к получению оценок текущего состояния океанских вод основаны на системах усвоения океанографических данных (СУОД). Такие системы представляют собой технологическую реализацию методологии получения наилучшей (оптимальной) оценки истинного состояния океана по данным имеющихся наблюдений с использованием результатов расчетов по гидродинамической модели.

Разработка СУОД ведется во многих мировых океанографических и метеорологических центрах. Их сводка по состоянию на 2009 год приводится, например, в [4], а по состоянию на 2015 г. – в [16]. Первая национальная версия СУОД, действующая в оперативном режиме, функционировала в Гидрометцентре России в период 2006–2014 гг. [3, 20]. В настоящей статье приводятся основные сведения о сменившей её усовершенствованной версии системы. Обсуждаются результаты применения СУОД к определению межгодовых изменений теплосодержания океанских вод и той части изменений уровня океана, которая обусловлена стерическими эффектами.

Общая структура системы усвоения данных

Основными компонентами всякой СУОД являются средства приема и первичной обработки данных наблюдений, гидродинамическая модель с алгоритмом численной реализации и методика собственно усвоения данных, обеспечивающая получение оптимальной (т.е. с минимальным математическим ожиданием результирующей ошибки) оценки состояния с использованием имеющихся данных наблюдений и результатов расчетов по гидродинамической модели.

В СУОД Гидрометцентра России усвоение осуществляется по циклической схеме "анализ-прогноз-анализ" (Рис. 1).

Цикл усвоения включает следующие основные действия:

- предварительную обработку оперативных данных наблюдений температуры и солёности морской воды для соответствующего 10-суточного периода, включая контроль их качества;
- расчет полей первого приближения X^f путем интегрирования модели общей циркуляции океана (МОЦО) по заданным атмосферным воздействиям от состояния, полученного в предыдущем цикле до середины временного окна накопления данных (от $t = t_i$ до $t = t_i + \delta t / 2$);

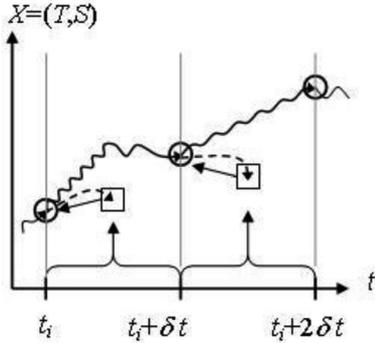


Рис. 1. Используемая в СУОД схема циклического усвоения с дробными инкрементами. Период цикла δt совпадает с шириной окна накопления данных (10 суток в данной реализации); совокупность этих данных в отклонениях от поля первого приближения X^f (называемых инновациями) подается на вход процедуры вариационного анализа 3D-Vар (показано вертикально ориентированными значками \uparrow); результатом применения этой процедуры являются инкременты анализа δX^a ; пунктиром показана эволюция переменной $X(t)$ в предварительном интегрировании модели от начального состояния при $t = t_i$ (обозначенного кружками) до середины временного окна $t = t_i + \delta t/2$; результатом предварительного интегрирования является поле первого приближения X^f (обозначено квадратиками); отклонения наблюдений от X^f (инновации) являются исходными для вариационного анализа; сплошными линиями показана эволюция анализируемой переменной $X(t)$ в повторном интегрировании от $t = t_i$ до $t = t_i + \delta t$ с добавлением дробных частей инкрементов $\delta X^a / N_{st}$ (полных инкрементов δX^a , деленных на число временных шагов N_{st} в цикле усвоения) на каждом шаге интегрирования.

переменной $X(t)$ в предварительном интегрировании модели от начального состояния при $t = t_i$ (обозначенного кружками) до середины временного окна $t = t_i + \delta t/2$; результатом предварительного интегрирования является поле первого приближения X^f (обозначено квадратиками); отклонения наблюдений от X^f (инновации) являются исходными для вариационного анализа; сплошными линиями показана эволюция анализируемой переменной $X(t)$ в повторном интегрировании от $t = t_i$ до $t = t_i + \delta t$ с добавлением дробных частей инкрементов $\delta X^a / N_{st}$ (полных инкрементов δX^a , деленных на число временных шагов N_{st} в цикле усвоения) на каждом шаге интегрирования.

- вычисление инноваций – отклонений данных наблюдений от поля первого приближения в точках измерений; совокупность отдельных значений инноваций трактуется как вектор в пространстве наблюдений;
- проведение трехмерного вариационного анализа (3D-Vар); на вход процедуры анализа подается вектор инноваций, а на выходе получают инкременты анализа δX^a , представляющие собой совокупность значений, связанных с наблюдениями приращений переменных модели в узлах расчетной области; инкременты трактуются как вектор в пространстве анализа;
- повторное интегрирование МОЦО на интервале цикла усвоения от $t = t_i$ до $t = t_i + \delta t$ с добавлением к рассчитываемым в модели переменным

дробных частей инкрементов в соответствии с методом IAU (Incremental Analysis Updates);

- сохраняемые в ходе интегрирования промежуточные состояния МОЦО представляют собой продукцию системы усвоения данных, а получаемое в конце интервала состояние является стартовым для следующего цикла усвоения.

Усваиваемые данные наблюдений

В каждом из циклов обрабатывается совокупность всех данных измерений, попадающих в 10-суточное временное окно. Усваиваются данные только прямых (контактных) измерений вертикальных профилей температуры и солености воды, поступающие с различных наблюдательных платформ. Основной объем входной информации (более 90%) обеспечивают измерения с попутных судов невозвращаемыми батитермографами (Expendable Bathythermograph – ХВТ), с заякоренных буев и с профилирующих буев Арго. Данные буев Арго [8], составляющие наиболее информативный источник наблюдательной информации о вертикальном распределении температуры и солености воды в океане, накапливаются в шести региональных и двух глобальных центрах сбора данных (Argo's Global Data Assembly Center – GDAC). Для рассматриваемой СУОД данные берутся с сайта глобального центра, располагающегося в Монтерее (Калифорния, США) (<ftp://usgodae.org/>).

Примеры географического распределения по акватории Мирового океана 10-суточных порций профильных наблюдений для разных типов измерений приведены в работе [4]. Только после введения в действие наблюдательной системы профилирующих буев Арго, спроектированной так, чтобы обеспечить плотность измерений не менее одного вертикального зондирования на 300×300 км², появилась возможность говорить о регулярности покрытия Мирового океана такими наблюдениями. Данные, получаемые с разных наблюдательных платформ, различаются не только составом регистрируемых параметров (температура и/или соленость морской воды), но и количеством или дискретностью отдельных измерений, из которых образуется вертикальный профиль. Поэтому в качестве обобщенных характеристик наблюдательной системы для целей СУОД, наряду с географическим распределением вертикальных зондирований, следует рассматривать также и количество измерений в каждом из зондирований, позволяющее судить о распределении наблюдательной информации по глубине. Рис. 2, на котором представлен усредненный состав 10-суточной порции измерений температуры морской воды, иллюстрирует относительные вклады основных типов наблюдений в освещенность акватории Мирового океана (количество про-

филей) и в детализацию измерений вертикальной термической структуры (количество измерений в профилях). Буи Арго – главный источник информации для усвоения данных – обеспечивают свыше 60% измерений температуры и около 80% – солености морской воды.

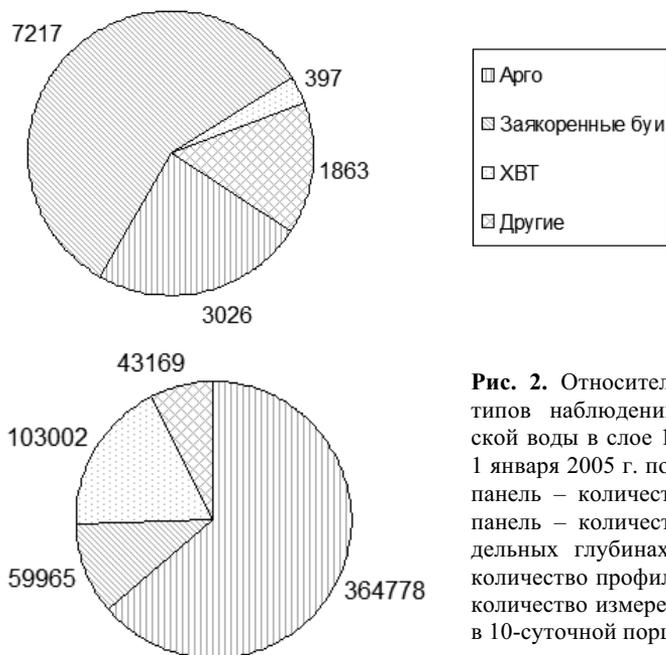


Рис. 2. Относительные вклады разных типов наблюдений температуры морской воды в слое 10–1400 м за период с 1 января 2005 г. по 1 июля 2015 г. Левая панель – количество профилей; правая панель – количество измерений на отдельных глубинах. Цифрами показано количество профилей на левой панели и количество измерений на правой панели в 10-суточной порции данных.

В качестве обобщенной характеристики вертикального распределения количественного состава наблюдений на Рис. 3 показана эволюция плотности измерений температуры в бароклинном слое океана в период 2005–2015 гг. Под плотностью здесь понимается суммарное количество 10-суточных порций измерений по всему океану в 10-метровых подслоях. Пространственно-временная диаграмма показывает отчетливое нарастание как количества измерений по всему рассматриваемому диапазону глубин, так и повышение однородности их распределения по глубине. На диаграмме также прослеживается повышение концентрации измерений в форме горизонтальных и вертикальных полос. Первые объясняются вкладом наблюдений на заякоренных буях, выполняемых учащенно по сравнению с другими типами платформ на фиксированном наборе горизонтов. Вторые – это скорее всего

проявления эпизодических поступлений данных STD-зондирований в специализированных экспедициях и наблюдательных экспериментах. Начиная с конца 2013 года, практически по всему бароклинному слою достигается плотность 10-суточных порций данных порядка 5000 измерений в каждом из 10-метровых диапазонов глубины. Похожая ситуация имеет место и для измерений солености, поскольку основная их часть поступает с буев Арго и заякоренных буев, регистрирующих оба эти параметра.

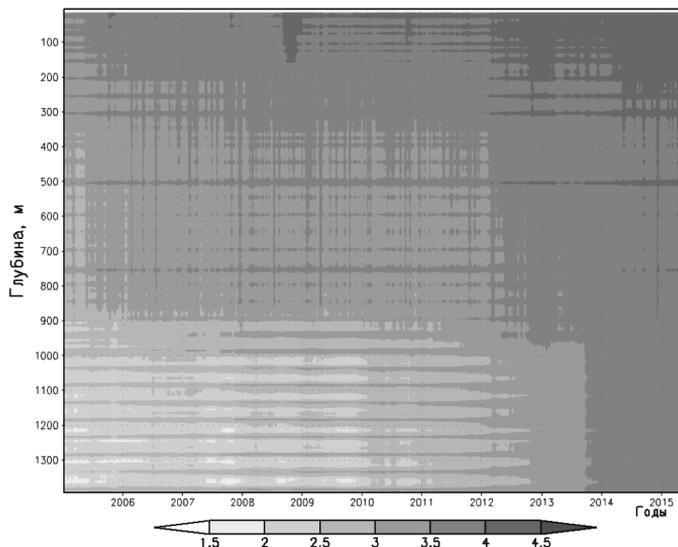


Рис. 3. Распределение плотности измерений (десятичный логарифм) температуры воды на глубинах 10–1400 м за период 2005–2015 г.г. Плотность измерений – количество измерений, относящихся к 10-метровым слоям Мирового океана за десятисуточный интервал времени.

Для оперативного мониторинга и прогнозирования состояния океана решающее значение имеет регулярность поступления сравнительно однородных данных. Как видно из Рис. 3, в последние годы сложились потоки оперативной информации, образующей надежную основу для функционирования систем усвоения океанографических данных.

Модель общей циркуляции океана

Для расчетов эволюции океанографических полей в составе СУОД используется модель общей циркуляции океана (МОЦО) [2, 4, 6], основанная на полных (примитивных) уравнениях динамики океана, записанных в сферической системе координат.

В конфигурации модели, используемой в СУОД, расчетной областью является Мировой океан за исключением приполярной зоны к северу от $80,1^\circ$ с.ш. В широтной зоне, прилегающей к северной границе, так же как и в створе пролива Гибралтар применяется релаксация модельных полей температуры и солёности к среднемесячным полям климатического атласа WOA2001 [11,18], интерполируемым по времени на каждом временном шаге модели. Горизонтальное разрешение МОЦО составляет $1^\circ \times 1^\circ$ у экватора с уменьшением шага по широте пропорционально ее косинусу, так что в линейных единицах форма расчетных ячеек близка к квадратной, а горизонтальное разрешение составляет 111 км у экватора и примерно 20–30 км у северной и южной границ расчетной области. Модельный рельеф дна построен по батиметрическим данным ETOPO5 [13], сглаженным 5-точечным фильтром. Вертикальная структура МОЦО от поверхности до глубины 5,5 км аппроксимирована 32 уровнями со сгущением в приповерхностных слоях.

Вертикальный турбулентный обмен описывается в рамках k -теории с коэффициентами турбулентной вязкости и диффузии, существенно различающимися по величине при переходе от верхнего перемешанного слоя (ВПС) к нижележащим слоям [2]. Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии в ВПС/вне ВПС заданы соответственно значениями $5 \cdot 10^3 / 1 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ и $1 \cdot 10^{-3} / 1 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Для коэффициентов горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии приняты значения $2 \cdot 10^4 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ и $5 \cdot 10^3 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Временной шаг МОЦО составляет 12 мин.

Изменения толщины ВПС рассчитываются с использованием интегральной модели [5]. Для параметризации плотностной конвекции, которая может развиваться не только в поверхностном слое, но и в толще воды, использовался алгоритм конвективного приспособления, обеспечивающий полное устранение неустойчивых плотностных распределений на каждом временном шаге.

Турбулентные потоки тепла, пресной воды и импульса, входящие в граничные условия на поверхности океана и часто называемые атмосферными воздействиями, рассчитываются по интегральным аэродинамическим формулам (англ. bulk formulae), следуя последней версии алгоритма COARE 3.0 [14]. Входящие в эти формулы параметры приводного слоя атмосферы задаются с использованием глобальной информационной продукции метеорологических центров, а температура поверхности океана (ТПО) – по текущим

значениям, рассчитываемым в МОЦО. В качестве источника метеорологической информации для получения описываемых ниже результатов применения СУОД для усвоения данных за 2005–2015 гг. использовались поля ежедневных анализов из системы климатического прогноза (CFS – Climate Forecast System) [17], поддерживаемой в центре NCEP/NOAA. Начальные распределения температуры и солёности воды на 1 января 2005 г. заданы по климатическим данным атласа WOA2001 [11, 18], а поле течений – состоянием покоя.

Зависимость поверхностных потоков от морского льда, распределение сплоченности которого полагается известным из наблюдений, учитывалась по упрощенной схеме [2].

Вариационный анализ

Под анализом здесь, как и в прочих СУОД, понимается процедура получения упорядоченной, приведенной к регулярной сетке, оценки гидрофизических полей по их предварительно рассчитанному первому приближению и нерегулярным, произвольно расположенным, наблюдениям. Для анализа используется трехмерная вариационная схема 3D-Var. В этой схеме искомым вектор состояния X^a (в нашем случае трехмерное поле температуры воды или ее солёности) определяется путем минимизации функционала

$$J[X] = \frac{1}{2} (X - X^f)^T B^{-1} (X - X^f) + \frac{1}{2} (X^{obs} - HX)^T R^{-1} (X^{obs} - HX)$$

Здесь X – вектор, представляющий искомое поле (состояние океана на момент анализа на сетке анализа; $J[X^a]$ доставляет минимум $J[X]$); X^f – поле первого приближения (прогноза по гидродинамической модели океана); X^{obs} – вектор наблюдений; B – матрица ковариаций ошибок поля первого приближения; R – матрица ковариаций ошибок наблюдений; H – оператор наблюдений, определяющий модельный эквивалент наблюдаемой величины в точке наблюдения, который может быть непосредственно сопоставлен с самим наблюдением X^{obs} ; в простейшем случае оператор наблюдений – это оператор интерполяции с модельной сетки на точку наблюдения.

Пространственные ковариации поля ошибок первого приближения (матрица B) задаются обобщенной на пространственный случай моделью авторегрессии и скользящего среднего (АРСС) – ПАРСС [7, 19]. Конкретная реализация такой модели в применении к нашей задаче построена путем аппроксимации выбранной моделью эмпирических ковариаций, рассчитан-

ных по данным наблюдений за 2006–2008 гг. в их отклонениях от полей первого приближения, в качестве которых использовались результаты усвоения данных с двумерной версией вариационного анализа.

Используется одноэлементная схема анализа, при которой последовательно усваивается информация по температуре и солености воды, без учета их связей с другими элементами. Анализ проводится на регулярной 1-градусной сетке на 21 модельном уровне от 10 м до 1400 м. Получаемые в результате минимизации функционала $J[X]$ инкременты анализа $\delta X^a = X^a - X^f$ в ходе повторного интегрирования модели в пределах выбранного временного окна добавляются к модельным переменным дробными частями, распределенными на всю совокупность временных шагов (Рис. 1). Такое введение инкрементов, предложенное в [10] и называемое методом дробных инкрементов (англ. IAU – Incremental Analysis Updates), предотвращает появление больших скачков временной изменчивости при значительной ширине временного окна.

Межгодовые изменения термического состояния вод Мирового океана

С использованием описанной выше СУОД проведен ретроспективный расчет (реанализ) гидрофизических полей Мирового океана, начинающийся с 2005 года и продолжающийся в квазиоперативном режиме вплоть до настоящего времени. В дальнейшем будет рассматриваться период 2006–2015 гг., из которого исключен первый год реанализа с существенным влиянием переходных процессов, которые развиваются на начальном интервале расчета, стартовавшего от состояния покоя с климатическими распределениями температуры и солености воды.

На Рис. 4 показаны полученные в результате такого расчета изменения теплосодержания вод Мирового океана для слоев 0–2000 м и 700–2000 м за 2006–2015 гг. Утолщенными линиями на рисунке показаны межгодовые изменения, получающиеся после исключения сезонного хода скользящим осреднением с периодом в один год, а тонкими прямыми – линейные тренды. На рассматриваемом интервале времени эти тренды оказываются положительными и статистически значимыми (на уровне значимости 0,05) как во всем верхнем 2-километровом слое ($1,04 \times 10^{22}$ Дж/год), так и в двух его частях: 0–700 м ($0,55 \times 10^{22}$ Дж/год) и 700–2000 м ($0,49 \times 10^{22}$ Дж/год). Прослеживаемое здесь повышение теплосодержания вод Мирового океана подтверждается результатами других работ. Так, по оценкам [15], полученным на основе непосредственного обобщения данных наблюдений за температурой воды, положительные тренды на конечном интервале рассматривавшегося в [15] периода

1955–2010 гг. составляют $0,45 \times 10^{22}$ Дж/год в слое 0–700 м и $0,8 \times 10^{22}$ Дж/год в слое 0–2000 м.

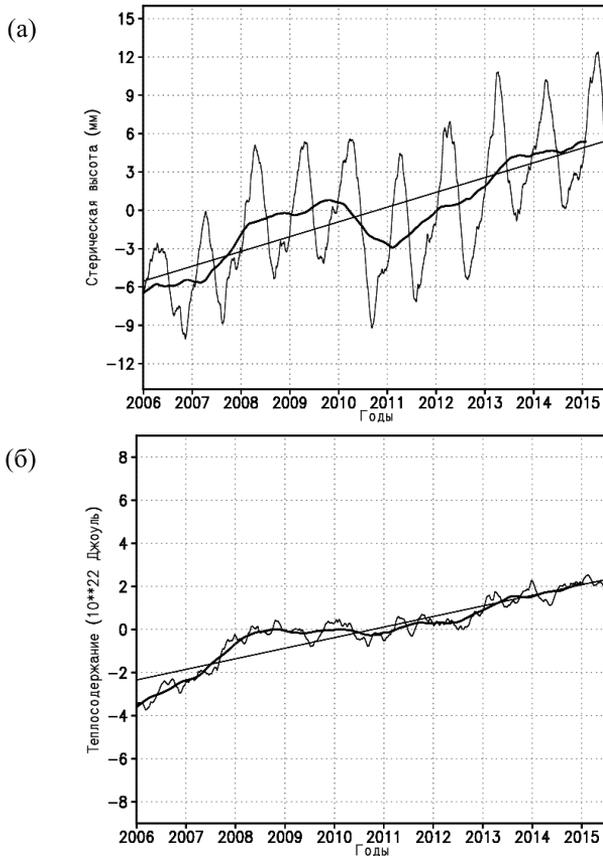


Рис. 4. Изменения теплосодержания вод Мирового океана (10^{22} Джоуль) по данным реанализа за 2006–2015 гг.: а – в слое 0–2000 м, б – в слое 700–2000 м. Показаны отклонения от средних за период 2006–2015 гг. Тонкие кривые – ежесуточные данные, утолщенные – скользящее сглаживание с периодом один год, прямые линии – линейная аппроксимация.

Прослеживаемое на Рис. 4 общее потепление вод Мирового океана складывается, однако, из весьма неравномерного распределения изменений в

разных его районах, как это видно из Рис. 5. Области повышения средней в слое 0–2000 м температуры воды во всех океанах соседствуют с областями отрицательных трендов. Наиболее обширные из областей с отрицательными трендами располагаются в северо-западной части тропической зоны Тихого океана, в северной части Атлантического океана, а также в юго-западной части Индийского океана и в тихоокеанском секторе Южного океана. Местоположение этих районов, кроме тропической зоны Тихого океана, близко к районам отрицательных трендов, выявленным в [15] по данным за более длительный период 1955–2010 гг.

Таким образом, наблюдаемое в нынешнюю эпоху повышение теплосодержания океанских вод является не только отражением общей тенденции к глобальному потеплению климата, но и следствием перераспределения тепла между различными частями Мирового океана.

В масштабах всего Мирового океана изменения теплосодержания тесно коррелируют с изменениями стерических высот SH_{1500} , показанными на рис. 6. Коэффициенты корреляции составляют 0,94 для слоя 0–700 м, 0,92 для слоя 0–200 м и 0,70 для слоя 700–2000 м. Средний за 2006–2015 гг. линейный тренд глобальных изменений SH_{1500} составляет около 1,2 мм/год. Эта величина сопоставима с приводимой в [12] оценкой изменений уровня океана $1,8 \pm 0,3$ мм/год, полученной по данным измерений на прибрежных уровенных станциях за период 1950–2000 гг. Полученные нами несколько меньшие значения тренда объясняются тем, что измеряемые на прибрежных станциях колебания уровня обусловлены не только стерическими эффектами, но и эвстатическими изменениями, порождаемыми поступлением воды вследствие таяния ледниковых масс, а также меняющегося объёма океанических впадин.

Довольно тесная связь (с коэффициентом корреляции 0,72) прослеживается не только между изменениями со временем средних глобальных значений теплосодержания и стерических высот, но и между географическими распределениями их линейных трендов, как это видно из сравнения Рис. 5 и 7.

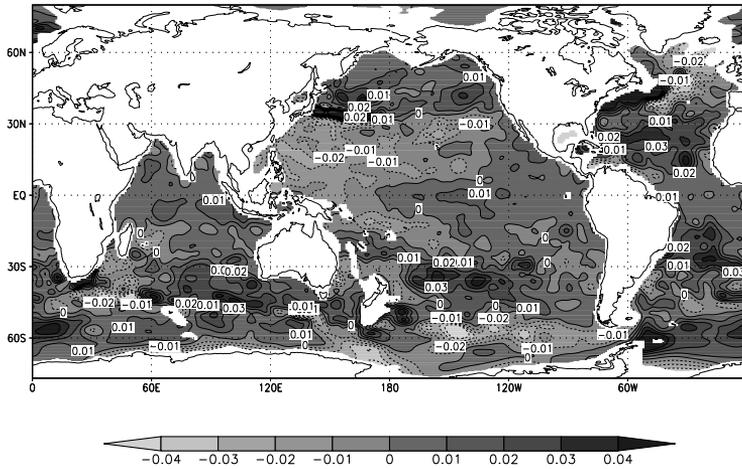


Рис. 5. Линейные тренды средней в слое 0–2000 м температуры воды (°C/год) по данным реанализа за период 2006–2015 гг.

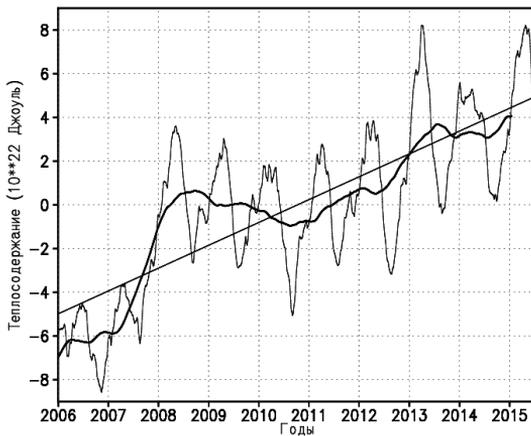


Рис. 6. Изменения средних по Мировому океану стерических высот (мм) относительно уровня 1500 дцбар SH_{1500} по данным реанализа за 2006–2015 гг. Показаны отклонения от средних за период 2006–2015 гг. Тонкие кривые – ежесуточные данные, утолщенные – скользящее сглаживание с периодом один год, прямые линии – линейная аппроксимация.

Довольно тесная связь (с коэффициентом корреляции 0,72) прослеживается не только между изменениями со временем средних глобальных значений теплосодержания и стерических высот, но и между географическими распределениями их линейных трендов, как это видно из сравнения Рис. 5 и 7.

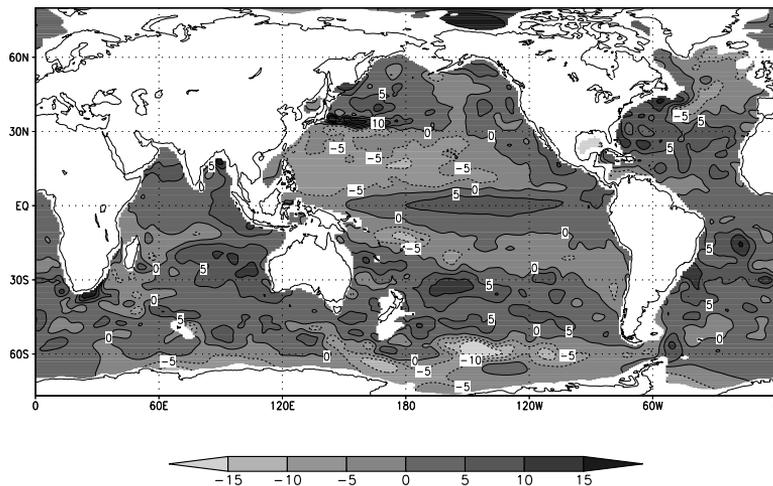


Рис. 7. Линейные тренды стерических высот относительно уровня 1500 дцбар (мм/год) по данным реанализа за период 2006–2015 гг.

Заключение

Результаты рассмотрения межгодовых изменений термического состояния океанских вод в бароклинном слое Мирового океана, оцениваемого с использованием системы усвоения океанографических данных, указывают на выраженное общее потепление этого слоя на протяжении последнего десятилетия. Оценки скорости наблюдаемого потепления согласуются с данными из других источников.

К достоинствам использованного подхода относится, в первую очередь, возможность получения однородного ретроспективного ряда взаимосогласованных полей, как это делается в системах океанского реанализа [9].

Представленные здесь примеры использования продукции системы усвоения океанографических данных иллюстрируют возможности мониторинга изменчивости состояния вод океана на межгодовом и десятилетнем временных масштабах. Более подробное рассмотрение результатов реанализа при-

водится в статье [1], где рассмотрены не только многолетние изменения, но и особенности океанических процессов в тропиках Тихого океана на протяжении нескольких месяцев в связи с развивающимся в 2015 году эпизодом явления Эль-Ниньо.

Действующая в настоящее время система усвоения океанографических данных Гидрометцентра России продолжает развиваться по нескольким направлениям: включение в океаническую модель приполюсной области, моделирование эволюции ледового покрова, усовершенствование вариационной схемы анализа.

VARIATIONS OF THE OCEAN THERMAL CHARACTERISTICS AS REVEALED FROM DATA REANALYSIS OVER 2005-2015

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

The basic information is given on the data assimilation system developed in the Hydrometcenter of Russia. The interannual variations of the World Ocean heat content recovered from this system are considered along with the ocean level changes attributed to steric effects.

Литература

1. Зеленько А.А., Вильфанд Р.М., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Цырульников М.Д., Свиренко П.И. Система усвоения океанографических данных и ретроспективный анализ гидрофизических полей Мирового океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016 (в печати)
2. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Глубокая конвекция в модели общей циркуляции океана: изменчивость на суточном, сезонном и межгодовом масштабах // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. с. 211–224.
3. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Глобальная система усвоения океанографических данных: Пилотная версия // Труды VI Российской научно-технической конференции "Современное состояние и проблемы навигации и океанографии" ("НО-2007"), 23-25 мая 2007 г. Санкт-Петербург. 2007. с. 464-473.
4. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Мониторинг крупномасштабной структуры гидрофизических полей океана // В кн.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М.: Триада ЛТД. 2010. с. 131-172. ISBN 978-5-86344-215-3.

5. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Параметризация верхнего перемешанного слоя в модели общей циркуляции океана // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 10. с. 1080-1088.
6. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Численная реализация модели общей циркуляции океана с параметризацией верхнего перемешанного слоя // Труды Гидрометцентра СССР. 1992. Вып. 323. с. 3–31.
7. Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Горин В.Е., Горбунов М.Е., Климова Е.Г. Разработка схемы трёхмерного вариационного усвоения данных в Гидрометцентре России // В кн.: 80 лет Гидрометцентру России. М.: ТРИАДА ЛТД. 2010. с. 21–35.
8. Argo Science Team (Dean Roemmich, Olaf Boebel, Howard Freeland, Brian King, Pierre-Yves LeTraon, Robert Molinari, W. Brechner Owens, Stephen Riser, Uwe Send, Kensuke Takeuchi, Susan Wijffels). On the design and Implementation of Argo – An initial Plan for a global array of Profiling Floats. International CLIVAR project Office ICPO Report No.21. GODAE Report No 5. Published by the GODAE International Project office, c/o Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia. – 1998. – 32 p. [available at <http://www-argo.ucsd.edu/argo-design.pdf>]
9. Balmaseda M.A., Hernandez F., Storto A. et al. The Ocean Reanalysis Intercomparison Project (ORA-IP) // Journal of Operational Oceanography. 2015. Vol. 8, No. S1. p. s80–s97. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022329.
10. Bloom S.C., Takacs L.L., Da Silva A.M., and Ledvina D. Data assimilation using incremental analysis updates // Mon. Wea. Rev. 1996. Vol. 124. № 6. p. 1256–1271.
11. Boyer T.P., Stephens C., Antonov J.I. et al. World Ocean Atlas 2001, Volume 2: Salinity. Ed. by S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 50, U.S. Government Printing Office, Wash., D.C. 2002. 165 p., CD-ROMs.
12. Church J.A., White N.J., Coleman R., Lambeck K., Mitrovica J.X. Estimates of the Regional Distribution of Sea Level Rise over the 1950–2000 Period // J. Climate. 2004. Vol. 17. p. 2609–2625.
13. Digital Relief of the Surface of the Earth. Data Announcement 88-MGG-02, NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1988.
14. Fairall, C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B. Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm // J. Climate. 2003. Vol. 16. № 4. p. 571–591.
15. Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P. et al. World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010 // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39. L10603. doi:10.1029/2012GL051106.

16. Martin M.J., Balmaseda M., Bertino L. et al. Status and future of data assimilation in operational oceanography // *Journal of Operational Oceanography*. 2015. Vol. 8, No. S1. p. s28–s48. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022055
17. Saha S., Moorthi S., Wu X. et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2 // *J. Climate*. 2014. Vol. 27. No. 6. p. 2185-2208.
18. Stephens C., Antonov J.I., Boyer T.P. et al. World Ocean Atlas 2001. Vol. 1: Temperature. Ed. by S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 49, U.S. Government Printing Office, Wash., D.C. 2002. 176 p., CD-ROMs.
19. Tsyrlnikov M.D., Svirenko P.I., Zaripov R.B. Development of a 3-D spatial ARMA-filters based analysis scheme // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. WMO. 2006. Rep. No. 34.
20. Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Tsyrlnikov M.D., Strukov B.S., Svirenko P.I. Development of a Global Ocean Data Assimilation System // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. Ed. by J. Cote. Report No. 38. 2008. p. 08-17–08-18.

СРАВНЕНИЕ МЕТОДОВ ЧИСЛЕННОГО ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Е.А. Захарчук^{1,2}, Н.А. Тихонова¹, А.В. Гусев⁴, Н.А. Дианский^{3,4}

¹Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова

²Санкт-Петербургский государственный университет,

³ФГБУ Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова,

⁴ФГБУ Институт вычислительной математики РАН

Проводится сравнительный анализ результатов расчетов колебаний уровня Балтийского моря, выполненных на основе 3-х методов численного гидродинамического моделирования: модели, основанной на численной реализации уравнений теории мелкой воды, трёхмерной баротропной модели и трёхмерной бароклинной гидродинамической модели. Сравнение проводится на уровне оценок экстремумов, дисперсии, взаимных корреляционных функций и функций спектральной плотности. Показано, что из трёх моделей трёхмерная бароклиная модель наиболее реалистично описывает колебания уровня Балтийского моря.

Введение

В первой половине 1960-х с развитием вычислительной техники и численных методов начались работы в области гидродинамического моделирования колебаний уровня Балтийского моря. В конце 1960-х годов появляются первые одномерные математические модели колебаний уровня Балтийского моря, основанные на численном интегрировании уравнений теории мелкой воды. В странах западной Европы начало работ в этой области было связано с проблемой исследования свободных колебаний, в рамках решения задачи о собственных колебаниях Балтийского моря. Собственные колебания можно рассматривать как потенциальные возможности морского бассейна. Их спектральная структура связана с пространственными размерами бассейна, особенностями донной топографии и морфометрии его береговой линии. Именно на частоте собственных колебаний происходит обычно релаксация водных масс к условиям равновесия после прекращения воздействия на морской бассейн возмущающих сил. Очень часто на частоте собственных колебаний осуществляется резонанс свободных колебаний с анемобарическими силами, в результате чего генерируются аномально большие возмущения в полях океанографических характеристик. Поэтому, изучение собственных колебаний морского бассейна необходимо для оценки про-

странственно-временной изменчивости океанологических полей и идентификации физических процессов её определяющих.

Свободные колебания Балтики связывались обычно с сейшми – свободными затухающими колебаниями уровня моря в замкнутых или частично ограниченных водоёмах, происходящими по инерции после прекращения действия возмущающих сил в виде стоячих инерционно-гравитационных волн с частотами собственных колебаний бассейна (Лабзовский, 1971; Океанология. Термины и определения..., 1973; Океанографическая энциклопедия, 1974).

В нашей стране первое представительное исследование сейшевых колебаний Балтийского моря было выполнено В.П.Дубовым (Дубов, 1937) на основе лабораторного моделирования. Он получил четыре различных системы сейш – от одного до четырех узлов, и имевших следующие периоды колебаний: одноузловая сейша – 48 часов, двухузловая – 30 часов, трехузловая – 24 часа, четырехузловая – 8 часов.

Результаты лабораторных исследований Дубова оказали большое влияние на направление мысли ряда исследователей, занимавшихся изучением сейшеобразных колебаний в Балтийском море. Некоторые из них стали даже считать сейши основной причиной невских наводнений (Иванов, 1946; Скорняков, 1948).

Сейши Балтийского моря изучались и немецким ученым Нейманом (Neuman, 1941). Согласно его исследованиям амплитуды сейш в восточной части Финского залива очень невелики и обычно не превышают 10 см и лишь в исключительных случаях достигают 40 см. Тем не менее, он допускал возможность неблагоприятных гидрометеорологических условий, при которых сейшеобразные колебания могут достигнуть больших размеров.

В 1960-е годы в Ленинградском (Санкт-Петербургском) отделении ГОИН'а, в отделе исследования невских наводнений, был создан гидродинамический метод расчета и прогноза наводнений на основе численного интегрирования уравнений мелкой воды. Большой вклад в разработку этого метода внесли Н.Е. Вольцингер, Н.А. Лабзовский, Р.В. Пяковский. Результаты их работ обобщены в монографиях (Вольцингер и Пяковский, 1968; Лабзовский, 1971). В это же время на востоке Финского залива были проведены специальные морские экспедиции по исследованию изменчивости гидрологических характеристик во время опасных подъёмов уровня моря (Михайлов, 1964; Михайлов, 1966). Анализ полученных в рамках этих экспериментов данных инструментальных измерений позволил сделать выводы об однородности вертикальной структуры течений при опасных подъёмах уровня моря и оправданности применения системы уравнений «мелкой воды» для гидродинамического прогноза невских наводнений. Однако,

оценка вертикальной структуры течений в восточной части Финского залива проводилась Ю.Д. Михайловым по данным их измерений всего на 2 горизонтах, причем верхний измеритель на буйковых станциях ставился на горизонте 14 м от поверхности моря. Понятно, что столь грубое разрешение измерений течений по вертикали не дает возможности достаточно точно оценить их вертикальную структуру.

Позднее численный гидродинамический метод прогноза невыходов наводнений, основанный на теории мелкой воды, был усовершенствован и развит К.А. Клеванным (Klevannu et al., 1994; Клеванный, 1999; Аверкиев и Клеванный, 2009; Клеванный и др., 2015).

С 1999г. в Северо-Западном управлении по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Росгидромета в качестве вспомогательного метода прогноза невыходов наводнений принят их краткосрочный прогноз с заблаговременностью 48 часов, основанный на численной реализации уравнений теории мелкой воды. В настоящее время этот прогноз осуществляется с помощью модели ВСМ-2010 со средним шагом сетки 3680 м и минимальным – 100 м (Клеванный и др., 2015).

В последние годы одна из версий модели ВСМ используется Дирекцией Комплекса сооружений защиты Санкт-Петербурга от наводнений (КЗС) для функционирования автоматизированной системы предупреждения угрозы наводнений (СПУН) в Санкт-Петербурге.

Численное гидродинамическое моделирование свободных колебаний уровня Балтийского моря проводилось шведскими исследователями с помощью модели мелкой воды (Jonsson et al, 2008). Результаты фурье-анализа рассчитанных свободных колебаний позволили выделить три основных энергонесущих максимума: в Финском заливе – 23 и 27 часов, на юго-западе моря – 23–27 часов и в Рижском заливе – 17 часов. Авторы приходят к выводу, что выделенные в трёх районах возмущения уровня глобально не связаны между собой. Они идентифицировали эти колебания уровня моря, как сейшевые. Однако, такую трактовку результатов численного моделирования свободных колебаний уровня моря нельзя считать достаточно убедительной, так как она не была подтверждена данными о пространственном распределении фаз колебаний уровня моря на частотах выделенных энергонесущих максимумов.

Другая интерпретация свободных колебаний уровня в Балтийском море была предложена в работе (Захарчук и др., 2004). В этой работе анализировались свободные колебания уровня и течений, полученные на основе численного гидродинамического моделирования, выполненного с помощью трёхмерной баротропной модели Балтийского моря. В спектрах рассчитанных свободных колебаний уровня и течений в Финском заливе были выде-

лены узкополосные значимые пики спектральной плотности с периодом 29 часов. На основе результатов взаимного-спектрального анализа было показано, что эти колебания представляют собой поступательные волны, фазовые скорости которых значительно меньше теоретических фазовых скоростей баротропных гравитационных волн. Было высказано предположение, что эти низкочастотные поступательные волны могут быть связаны с топографическими волнами Россби.

В работах (Куликов и др., 2015) для моделирования колебаний уровня Балтийского моря использовалась двумерная версия модели POM (Princeton Ocean Model). Численные эксперименты проводились без учета водообмена с Северным морем. Сравнение спектров, рассчитанных по модели и измеренных с помощью мареографов колебаний уровня за период 1992–2000 гг., показало заметные расхождения спектральных оценок на периодах больше 10 суток и меньше 20 часов. Авторы объяснили рассогласование оценок сравниваемых спектров в низкочастотной области отсутствием в модели замкнутого моря долгопериодных возмущений уровня, вызываемых баротропным водообменом между Балтийским и Северным морями, а в высокочастотной области – низкой точностью моделей реанализа метеорологических полей при воспроизведении короткопериодных колебаний атмосферного давления и ветра (Куликов и др., 2015).

Результаты анализа современной океанографической информации, получаемой с помощью новых приборных комплексов, спутниковых измерений, данных реанализов метеорологических и гидрофизических полей заставляют нас усомниться в баротропном характере колебаний уровня Балтийского моря, а значит и в адекватности их воспроизведения с помощью модели «мелкой воды». Например, сравнение характеристик крупномасштабных волнообразных колебаний уровня Балтийского моря, полученных на основе частотно-направленного спектрального анализа спутниковых альтиметрических данных, с теоретическими дисперсионными соотношениями различных типов градиентно-вихревых волн и волн Кельвина, показало, что в синоптическом диапазоне масштабов они идентифицируются не только как баротропные, но также и как бароклинные топографические волны Россби (Захарчук и др., 2006). В диапазоне мезомасштабной изменчивости (периоды от часов до нескольких суток), измерения течений, выполненные с помощью доплеровских акустических профилографов (ADCP), показали, что при распространении низкочастотных волн, формирующих опасные подёмы уровня на востоке Финского залива, в колебаниях течений хорошо выражена бароклинная составляющая, которая связана с колебаниями уровня (Лабзовский, 1971).

Цель данной статьи – сравнить оценки колебаний уровня Балтийского моря, полученные с помощью трёх численных экспериментов, первый из

которых был выполнен с помощью гидродинамической модели, основанной на численной реализации уравнений теории мелкой воды; второй – по трёхмерной баротропной модели, а третий – трёхмерной бароклинной гидродинамической модели.

Описание моделей и численных экспериментов

Для проведения 1-го численного эксперимента, целью которого было оценить колебания уровня в бароклинном море, использовалась модель, разработанная на основе сигма-модели морской и океанической циркуляции Института вычислительной математики РАН (ИВМ РАН), получившей в международной практике название INMOM (Institute Numerical Mathematics Ocean Model) (Дианский и др., 2006; Дианский, 2013; Zalesny et al, 2012).

В основе INMOM лежит полная система нелинейных примитивных уравнений гидродинамики океана в сферических координатах в приближениях гидростатики и Буссинеска. В качестве вертикальной координаты используется безразмерная величина $\sigma = (z - \zeta)/(H - \zeta)$, где z – обычная вертикальная координата; $\zeta = \zeta(\lambda, \varphi, t)$ – отклонение уровня моря от невозмущенной поверхности как функция долготы λ , широты φ и времени t ; $H = H(\lambda, \varphi)$ – глубина моря. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, солёность, отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности. Для расчета плотности используется уравнение состояния, учитывающее сжимаемость морской воды и специально предназначенное для численных моделей (Brydon, 1999).

В INMOM включена модель динамики-термодинамики морского льда, состоящая из 3-х модулей. Модуль термодинамики (Яковлев, 2009) описывает замерзание льда, выпадение снега с дальнейшим превращением его в лед, а также их таяние за счёт тепловых процессов. Модуль динамики льда рассчитывает скорость его дрейфа, которая изменяется за счёт воздействия ветра, поверхностных течений океана, суточного вращения Земли, наклона уровня поверхности океана и взаимодействия льдин друг с другом, которое описывается упруго-вязко-пластичной реологией (Briegleb et al, 2004). Модуль переноса льда служит для расчёта эволюции ледяного и снежного покровов вследствие дрейфа, для чего используется монотонная схема переноса (Hunke and Dukowicz, 1997), обеспечивающая неотрицательность концентраций и массы снега и льда

Главная особенность INMOM, которая отличает ее от других известных моделей океана, таких как MOM (Modular Ocean Model), модели ИВМ и ИОРАН, POM (Princeton Ocean Model) и ROMS заключается в том, что при

численной реализации в INMOM используется метод расщепления по физическим процессам и пространственным координатам.

Реализация INMOM для условий Балтийского моря проводилась на сеточной области с шагом 2 мили и меридиональными границами 9.375° в.д. и 30.375° в.д., и широтными – 53.625° с.ш. и 65.9375° с.ш. По вертикали задавалось 25 неравномерно распределённых по глубине σ -уровней.

Исходные данные, описывающие топографию Балтийского моря с разрешением $2' \times 1'$ (<http://nest.su.se>), были сглажены для устранения локальных особенностей и переведены на модельную сетку.

Для задания начальных условий и условий на открытой боковой границе использовались океанологические данные, полученные из системы MyOcean (<http://www.myocean.eu>). Они включают массивы среднемесячных полей гидрофизических характеристик Балтийского моря (температуры воды, её солёности, горизонтальных составляющих скоростей течений) с вертикальным разрешением 5 м и пространственным разрешением 5.6 км за 1990–2009 гг., полученные путём ассимиляции судовых и спутниковых данных в трехмерной бароклинной гидродинамической модели океана Hiromb-BOOS-Model (HBM-V1) (MyOcean Products. <http://www.myocean.eu>).

На твердых участках боковой границы потоки тепла и соли задавались равными нулю, а для скорости течений использовались условия непротекания и свободного скольжения.

На жидкой границе в проливе Каттегат вдоль $57^\circ 44'$ с.ш. в буферной зоне, представляющей собой полосу шириной в 14.8 км, предписывались среднемесячные климатические значения температуры и солёности, а также задавался уровень моря, взятый из мареографных ежечасных измерений на станциях Aarhus ($56^\circ 09'$ с.ш., $10^\circ 13'$ в.д.) и Sjaellands Odde ($55^\circ 58' 30$ с.ш., $11^\circ 22' 20$ в.д.) (<http://boos.org>), расположенных в южной части пролива Каттегат у входа в Датские проливы. Данные по уровню моря интерполировались в точки сетки буферной зоны вдоль всей линии жидкой границы. Таким образом, для скорости течений здесь применялось условие протекания. Поскольку на «жидкой» границе предписывались значения плотности (через температуру и солёность) и уровня моря то, здесь автоматически реализовывалось комбинированное условие задания как скоростей градиентных течений, так и, на их фоне, длинноволновая составляющая динамики вод, индуцируемая изменениями уровня во времени и пространстве.

В качестве стока рек использовались климатические среднемесячные данные расходов воды для 29 рек Балтийского моря, по которым рассчитывался их вклад в изменчивость солёности.

Для расчета граничных условий на поверхности моря в атмосферном модуле INMOM использовались следующие метеорологические характеристики

ки из массива CFSR (NOAA) с пространственным разрешением 0.5° по широте и долготе с интервалом 6 ч: температура и влажность воздуха на высоте 2 м, давление на уровне моря, скорость ветра на уровне 10 м; падающая коротковолновая и длинноволновая радиация, осадки.

Численные расчеты уровня Балтийского моря проводились для периода с 1 января 2009 года по 31 декабря 2010 г. Расчетный шаг по времени составил 2.5 мин. Вывод результатов счёта производился через каждые 6 ч.

В рамках 2-го численного эксперимента оценка колебаний уровня моря за период 2009–2010 гг. проводилась на основе системы уравнений теории мелкой воды, являющейся составной частью модели INMOM, с теми же граничными условиями, что и в 1-м эксперименте. Напомним, что теория мелкой воды имеет ряд ограничений, основное из которых состоит в пренебрежении плотностной стратификацией, что исключает возможность оценки бароклинной составляющей уровня моря (Вольцингер и Пясковский, 1969; Педлоски, 1984). Однако, в рамках приближения мелкой воды невозможно идеально точно оценить и баротропную компоненту уровня, так как в такой модели структура движения не зависит от вертикальной координаты, и колебания уровня формируются только за счет изменений дивергенции полного потока, а также уклонов уровня, связанных с геострофическим балансом. Более того, коэффициент донного трения в уравнениях мелкой воды определяется не по придонной скорости, а по осредненной по глубине. Это также может приводить к своим ошибкам. В мелководном Балтийском море, имеющем сложную морфометрию береговой линии и значительные изменения рельефа дна, по-видимому, возможны случаи генерации сравнительно больших возмущений вертикальной составляющей скорости в баротропном потоке. Влияние таких особенностей структуры потока не может быть пренебрежимо малым на изменения уровня моря. Таким образом, модель мелкой воды даёт приблизительную оценку баротропной компоненты уровня моря.

В рамках 3-го численного эксперимента рассчитывались баротропные колебания уровня Балтийского моря. Их расчет проводился с помощью трёхмерной баротропной модели, реализованной на базе модели INMOM, в которой плотность воды была фиксирована постоянной величиной в пространстве и во времени на всём интервале интегрирования.

Граничные условия задавались такие же, как и в первом численном эксперименте, только с учетом решения баротропной задачи.

Сравнение результатов численных экспериментов

В Таблице 1 представлены результаты взаимного корреляционного анализа, рассчитанные в рамках 3-х численных экспериментов колебаний уровня моря с их измеренными значениями на различных прибрежных станциях Балтийского

моря. Хорошо видно, что коэффициенты корреляции между рассчитанными и измеренными рядами уровня достигают высоких значений: от 0.71÷0.73 на юге моря, до 0.84÷0.88 в Ботническом, Финском и Рижском заливах. Этот результат показывает, что все три модели весьма реалистично описывают основные тенденции в изменчивости колебаний уровня Балтики. Однако заметные различия отмечаются при сравнении других статистических характеристик рассчитанных колебаний уровня моря.

Таблица 1.

Коэффициенты максимальной корреляции между рядами измеренных колебаний уровня Балтийского моря на прибрежных мареографных станциях и их рассчитанных значений в рамках трёх численных экспериментов

Станция	Трёхмерная бароклинная модель	Модель мелкой воды	Трёхмерная баротропная модель
Варнемюнде	0.76	0.74	0.73
Кангзхолмсфорт	0.71	0.73	0.71
Клайпеда	0.81	0.82	0.77
Даугава	0.86	0.86	0.86
Хельсинки	0.85	0.85	0.85
Кронштадт	0.81	0.81	0.81
Спикарна	0.80	0.83	0.80
Кеми	0.88	0.87	0.88
Дегербю	0.77	0.77	0.77
Каликс	0.87	0.85	0.87
Каскинен	0.84	0.80	0.82
Колка	0.84	0.84	0.84
Силламае	0.88	0.88	0.88
Тайн	0.73	0.80	0.73

Сравним сначала средние поля уровня Балтийского моря. Для этого будет полезно вспомнить, как выглядит положение средней уральной поверхности Балтики, оцененное Н.Н. Лазаренко по данным многолетних мареографных измерений (Средний уровень Балтийского моря, 1951; Лазаренко, 1961) (Рис. 1).

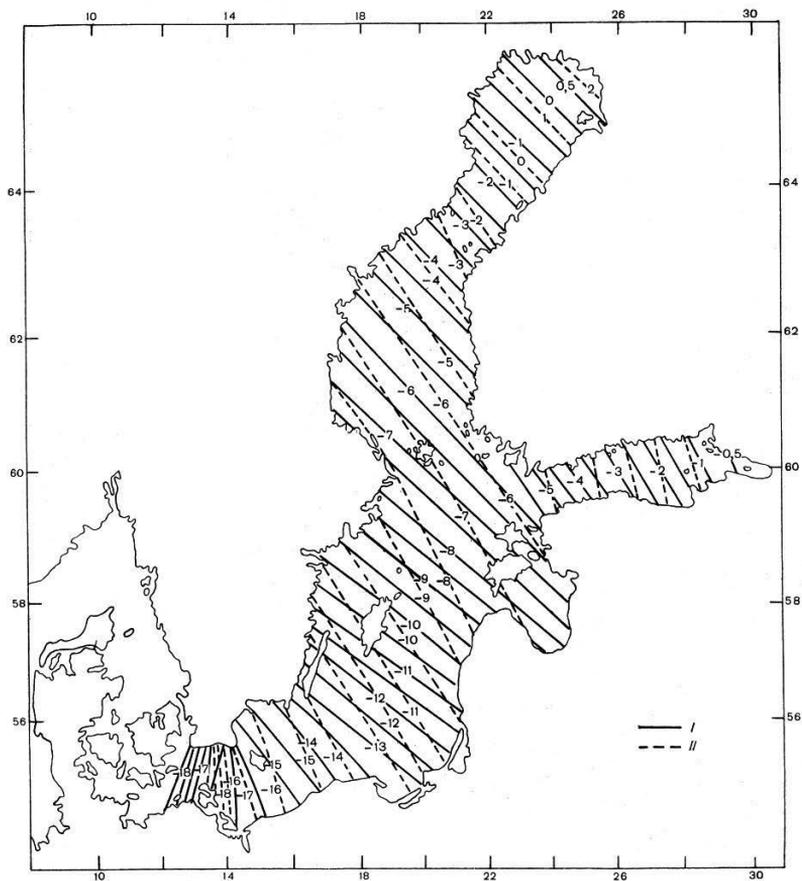


Рис. 1. Средний уровень (см) Балтийского моря за периоды 1901–1940 (I) и 1951–1976 гг. (II), оцененный Н.Н. Лазаренко по данным многолетних мареографных измерений (Средний уровень Балтийского моря, 1951; Лазаренко, 1961).

Как видно из Рис. 1, средний уровень плавно повышается с юго-запада моря к вершинам Финского и Ботнического заливов. Это повышение составляет 17 см (по линии юго-запад моря – Кронштадт) и 20 см (по линии юго-запад моря – Кеми).

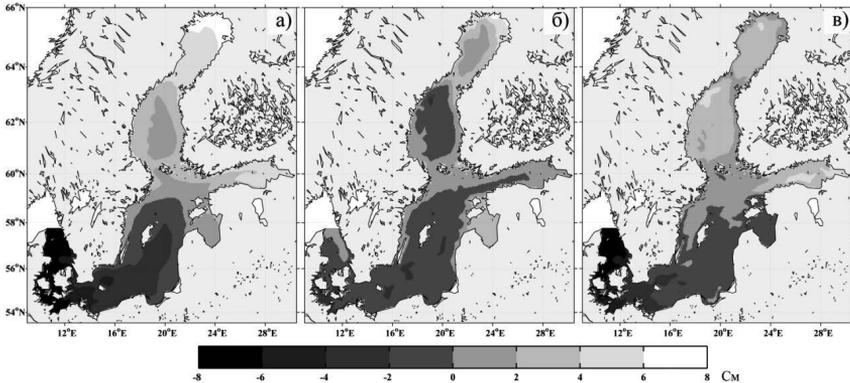


Рис. 2. Осреднённые за 2009–2010гг. поля уровня Балтийского моря, полученные с помощью трёхмерной бароклинной модели (а) и модели мелкой воды (б), а также разница между ними (в).

На Рис. 2 представлены средние поля уровня Балтийского моря, рассчитанные с помощью первых двух численных экспериментов, а также разница между ними. В среднем в поле уровня, оцененном по результатам моделирования на трёхмерной бароклинной модели (Рис. 2а), выражен уклон уровня поверхности, проявляющийся в её повышении от -8 см в пр. Каттегат и Датских проливах до +8 см в вершинах Ботнического и Финского заливов, который близок к уклону средней уровенной поверхности, оцененному по данным многолетних мареографных измерений уровня моря в береговых пунктах (см. Рис. 1). Этот уклон почти не выражен в среднем поле уровня, рассчитанном по модели мелкой воды (Рис. 2б): на большей части моря превышение уровня составляет $-2 \div +2$ см и только на самом севере Ботнического залива средний уровень повышается до +5 см. Разница между средними полями уровня двух экспериментов колеблется от -8 см в пр. Каттегат до +5 см в Финском заливе (Рис. 2в).

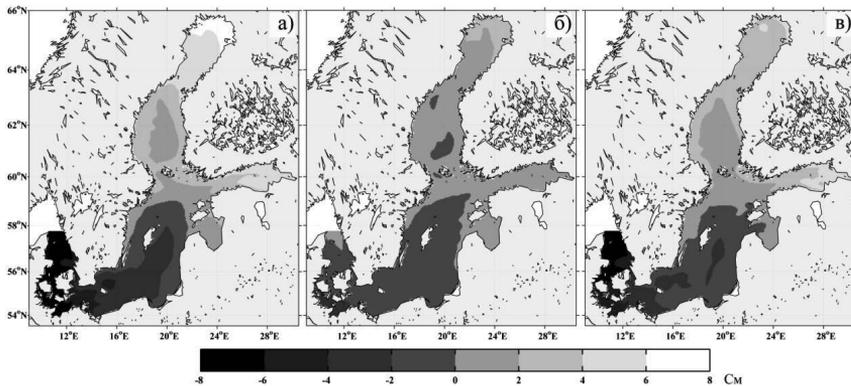


Рис. 3. Осреднённые за 2009–2010 гг. центрированные поля уровня Балтийского моря, полученные с помощью трёхмерной бароклининой модели (а), трёхмерной баротропной модели (б), а также разница между ними (в).

На Рис. 3 показано сравнение результатов моделирования среднего поля уровня моря, полученных с помощью трёхмерной бароклининой и трёхмерной баротропной моделей, а также разница между ними, которая описывает вклад бароклининой компоненты в формирование среднего поля урovenной поверхности. Хорошо видно, что, как и модель мелкой воды, трёхмерная баротропная модель недостаточно хорошо описывает средний уклон урovenной поверхности Балтийского моря, хотя ошибка оценки по ней среднего уровня становится немного меньше в Ботническом, Финском и Рижском заливах. Результаты, представленные на Рис. 3(в), свидетельствуют также о том, что известный уклон средней урovenной поверхности Балтики формируется, в основном, под воздействием бароклининых эффектов, связанных со значительной неоднородностью поля плотности: на юго-западе моря из-за влияния затоков солёных североморских вод средняя солёность на поверхности близка 9‰, а в придонном слое – 15‰, в то время как на востоке Финского залива она равна 1‰ и 4‰, соответственно. Влияние баротропной компоненты (Рис. 3б) на формирование среднего поля урovenной поверхности Балтики значительно меньше: превышения уровня за счет неё варьируют от -2.8 до +4.2 см.

На Рис. 4 представлены спектры, рассчитанные по моделям мелкой воды и трёхмерной бароклининой модели колебаний уровня, а также спектры рядов измеренных значений уровня в разных береговых пунктах. Хорошо видно, что и трёхмерная бароклининая модель и модель мелкой воды достаточно хорошо воспроизводят колебания уровня в низкочастотной области спектра (периоды более 30–40 суток). В синоптическом диапазоне частот (периоды от 2 до 30 суток) заметные расхождения спектральных оценок модельных и измеренных колебаний уровня отмечаются для пунктов Дегербю, Каскинен,

Колка, Клайпеда. Рис. 4 иллюстрирует также, что во всех случаях модель мелкой воды плохо описывает мезомасштабные колебания уровня с периодами менее 1.5 суток, в то время как трёхмерная бароклиническая модель значительно улучшает их оценку.

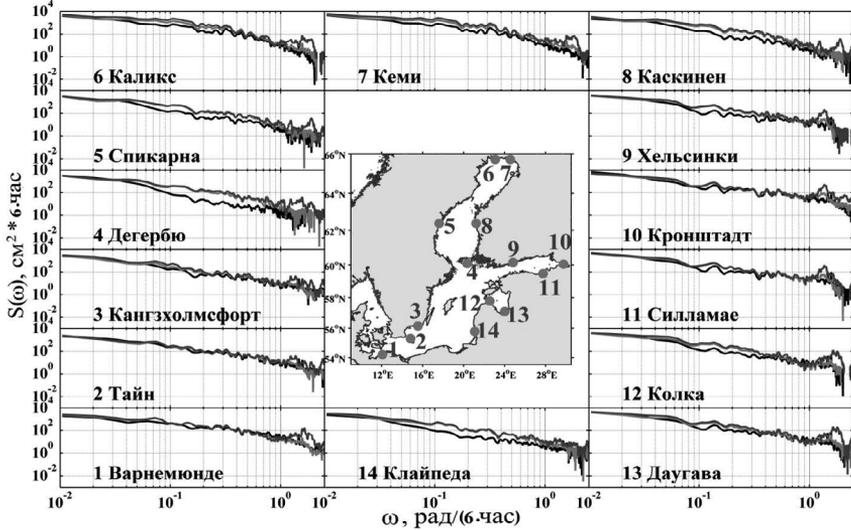


Рис. 4. Сравнение спектров, измеренных (черная линия) и рассчитанных (серая линия – модель мелкой воды, светло-серая линия – трёхмерная бароклиническая модель) колебаний уровня моря.

Результаты сравнения спектров колебаний уровня моря, рассчитанных по трёхмерной бароклинической и трёхмерной баротропной моделям, показаны на Рис. 5.

В подавляющем большинстве случаев в диапазоне периодов от нескольких суток до 2 недель не отмечается различий в значениях спектральных плотностей у суммарных (трёхмерная бароклиническая модель) и баротропных колебаний, что свидетельствует о баротропном характере колебаний в этом диапазоне временных масштабов. В диапазонах сезонной и мезомасштабной (периоды от 12 часов до нескольких суток) изменчивости в большинстве случаев отмечается заметное расхождение спектральных оценок у рассчитанных по двум моделям колебаний уровня: для трёхмерной баротропной модели они занижены в диапазоне сезонной изменчивости и завышены в диапазоне мезомасштабной изменчивости. Этот результат свидетельствует также, что именно в этих диапазонах спектра отмечается наибольшее влияние бароклиничности на колебания уровня моря. Хорошо известно, что именно

мезомасштабные колебания уровня моря оказывают наибольший вклад в формирование опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива (Захарчук и Тихонова, 2011).

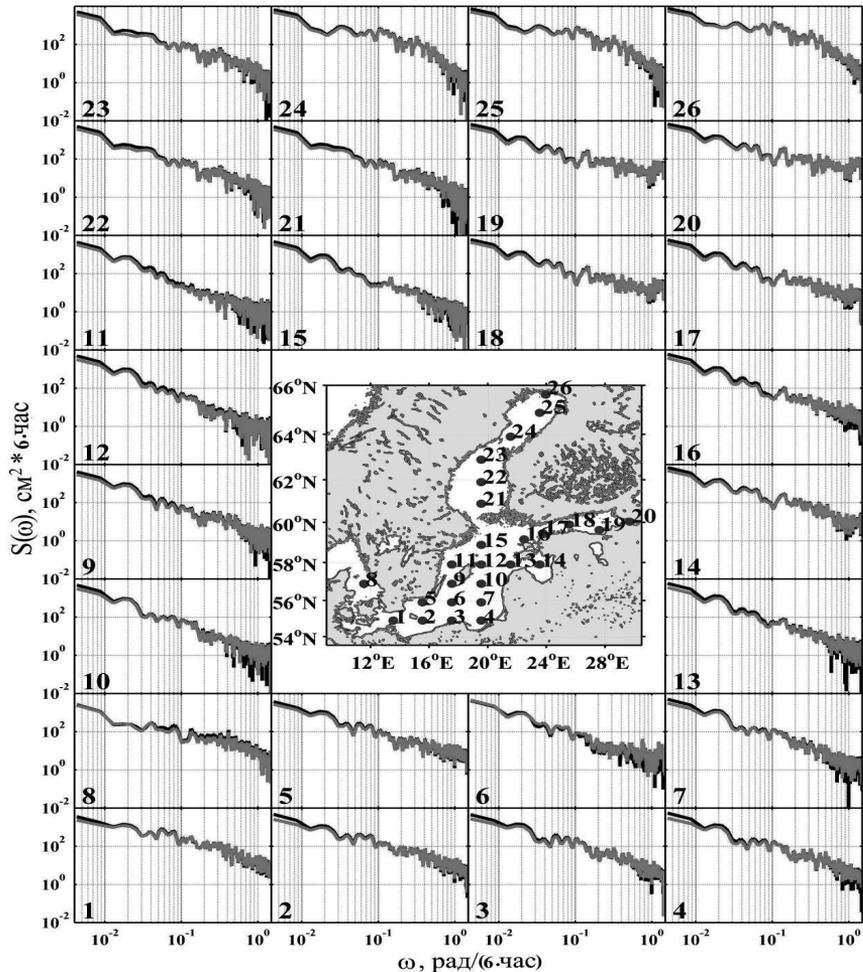


Рис. 5. Сравнение спектров рассчитанных колебаний уровня моря по трёхмерной бароклинной (черная линия) и трёхмерной баротропной (серая линия) моделям. Цифры на спектрах соответствуют номерам точек на карте.

На Рис. 6 показаны максимальные значения разницы между синхронными значениями превышений уровня моря, рассчитанными с помощью различных моделей.

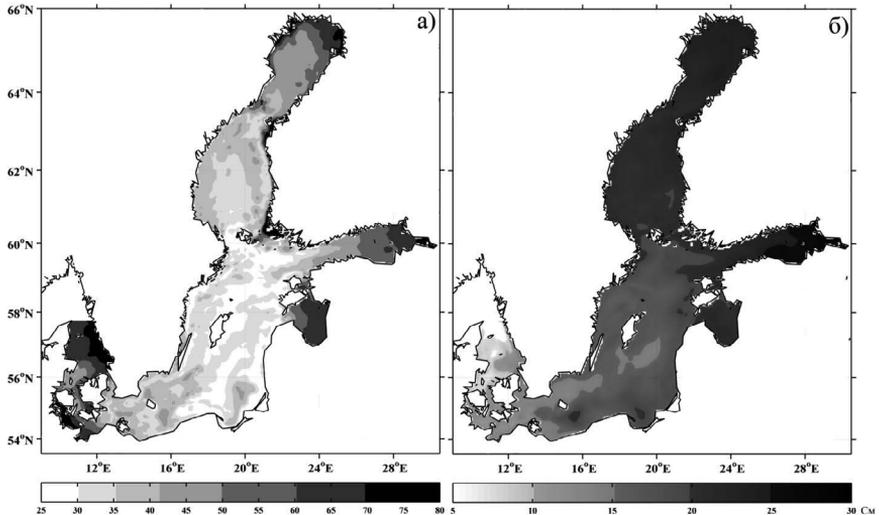


Рис. 6. Максимальные значения разницы между синхронными значениями превышений уровня моря, рассчитанными с помощью трёхмерной бароклиной модели и модели мелкой воды (а), а также трёхмерной бароклиной и трёхмерной баротропной моделями (б).

Можно видеть, что очень большие значения максимальной разности отмечаются между расчетами уровня по трёхмерной бароклиной модели и модели мелкой воды: в пр. Каттегат и Датских проливах они достигают 60–90 см, а на севере и востоке Ботнического залива, на востоке Финского залива и северо-востоке Рижского залива (Пярнуский залив), они приближаются к 60–80 см (Рис. 6а). В то же время, в центральной Балтике максимальные разности имеют невысокие значения – 0–20см. Такое же сравнение между трёхмерной бароклиной и трёхмерной баротропной моделями выявляет (см. Рис. 6б) значительное уменьшение оценок максимальных разностей между рассчитанными двумя методами колебаниями уровня.

Для выявления сезонных различий между модельными оценками рассчитывалась дисперсия значений разности между колебаниями уровня в 2-х численных экспериментах за каждый месяц. Рис. 3 иллюстрирует, что наибольшие различия между рассчитанными колебаниями уровня по трёхмерной бароклиной модели и модели мелкой воды наблюдаются в осенне-зимний период на севере Ботническо-

го залива, на востоке Финского залива, в Рижском заливе, а также на юго-западе моря в пр. Каттегат и Датских проливах.

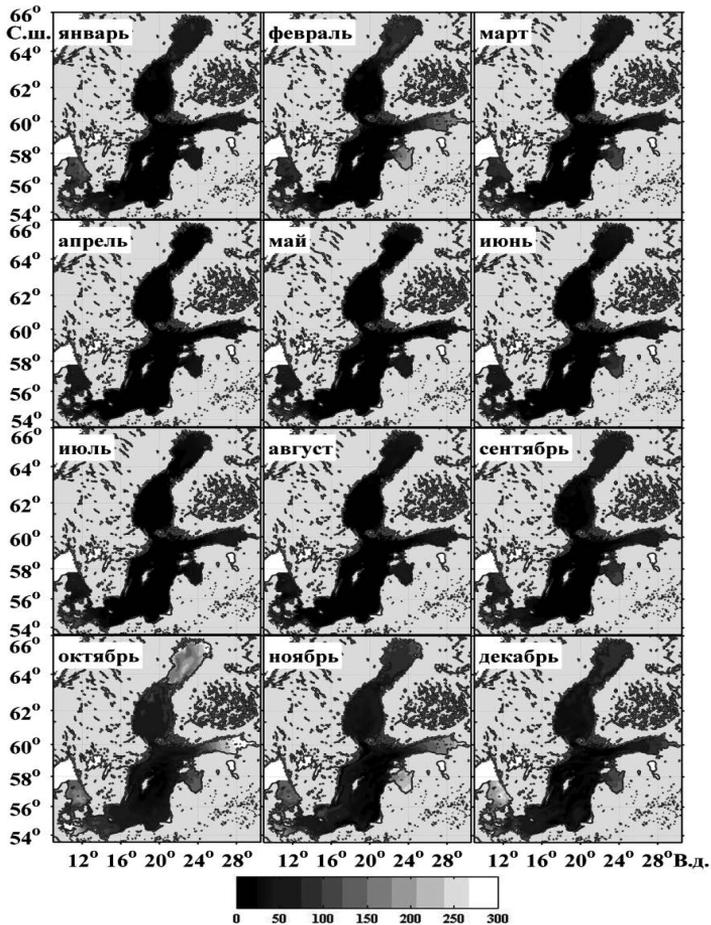


Рис. 7. Дисперсия значений разности между колебаниями уровня, рассчитанными по трёхмерной бароклинной модели и модели мелкой воды за каждый месяц 2010 г.



Рис. 8. Дисперсия значений разности между колебаниями уровня, рассчитанными по трёхмерной бароклинической модели и трёхмерной баротропной модели.

Похожие результаты демонстрируют пространственно-временные изменения дисперсии значений разности между колебаниями уровня, рассчитанными по трёхмерной бароклининой модели и трёхмерной баротропной модели (Рис. 8). Так же, как и на Рис. 7, мы видим заметное увеличение дисперсии в осенне-зимний период в локализованных районах открытой Балтики, Ботнического залива, на востоке Финского залива, в Рижском заливе, а также в пр. Каттегат и Датских проливах. Однако, здесь оценки дисперсии более чем на порядок меньше, по сравнению с результатами, представленными на Рис. 7.

Так как разность между значениями уровня, рассчитанными по трёхмерной бароклининой модели и трёхмерной баротропной модели даёт оценку бароклининой компоненты уровня моря, то результаты, которые иллюстрирует Рис. 8, демонстрируют также в какие месяцы и в каких районах моря наблюдается наибольшее развитие бароклинных колебаний уровня моря.

Выводы

Сравнительный анализ колебаний уровня, рассчитанных в рамках 3-х численных экспериментов, с их инструментальными измерениями показывает, что все модели реалистично описывают основные тенденции в изменчивости колебаний уровня Балтики: коэффициенты корреляции между рассчитанными и измеренными рядами уровня имеют высокие значения от 0.71–0.88.

Статистический анализ результатов моделирования выявляет и значительные расхождения в оценках колебаний уровня 3-х численных экспериментов. В среднем поле уровня, оцененном по результатам моделирования на трёхмерной бароклининой модели, хорошо выражен уклон уровенной поверхности, проявляющийся в её повышении от -8 см в пр. Каттегат и Датских проливах до +8 см в вершинах Ботнического и Финского заливов, который хорошо известен из исторических наблюдений. Этот уклон слабо выражен в среднем поле уровня, рассчитанном по модели мелкой воды и 3-х мерной баротропной модели.

Сравнение спектров, рассчитанных и измеренных вариаций уровня показывает, что трёхмерная бароклининая модель и модель мелкой воды достаточно хорошо воспроизводят колебания уровня в низкочастотной области спектра (периоды более 30–40 суток), в то время как 3-х мерная баротропная модель в половине случаев занижает дисперсию колебаний уровня в низкочастотном диапазоне. В синоптическом диапазоне частот (периоды от 2 до 30 суток) заметные расхождения спектральных оценок модельных и измеренных колебаний уровня отмечаются для пунктов Дегербу, Каскинен, Колка, Клайпеда. Во всех случаях модель мелкой воды

плохо описывает мезомасштабные колебания уровня с периодами менее 1.5 суток, в то время как трёхмерная бароклинная модель значительно улучшает их оценку.

Сравнение средних полей суммарных и баротропных колебаний уровня моря иллюстрирует, что квазистационарный отклик уровенной поверхности Балтийского моря на воздействие внешних и внутренних сил является преимущественно бароклинным. Именно бароклинная составляющая, оказывает преобладающее влияние на формирование наклона в среднем поле суммарного уровня от -8.6 см на юго-западе моря до +8.4 см в Ботническом и Финском заливах.

Поле максимальных значений мгновенных превышений уровня моря в бароклинных колебаниях неоднородно: самые большие амплитуды бароклинных возмущений уровня моря отмечаются на востоке Финского залива, где они достигают +30 см. В центральной и западной части Финского залива, а также в Ботническом и Рижском заливах наибольшие превышения уровня за счет бароклинных эффектов достигают +20÷25 см; в открытой Балтике +10÷20 см; в пр. Каттегат и Датских проливах $\pm 5 \div 12$ см.

Заметное увеличение дисперсии бароклинных колебаний уровня отмечается в осенне-зимний период в локализованных районах открытой Балтики, Ботнического залива, на востоке Финского залива, в Рижском заливе, а также в пр. Каттегат и Датских проливах.

Наибольший вклад бароклинных возмущений в суммарные колебания уровня моря в большинстве случаев отмечается в диапазонах сезонной и мезомасштабной изменчивости.

Полученные результаты дают основания говорить о том, что при разработке прогнозов опасных подъёмов уровня Балтийского моря методом численного гидродинамического моделирования следует обязательно использовать не баротропную, а бароклинную гидродинамическую модель, основанную на полных уравнениях гидродинамики.

Работа выполнена при поддержке грантов: СПбГУ № 18.37.140.2014; РФФИ (проекты № 15-05-07539, № 14-05-31048, 14-05-31181); при поддержке совета по Грантам Президента РФ (грант МК-3241.2015.5).

COMPARISON OF METHODS OF NUMERICAL HYDRODYNAMIC MODELLING OF THE BALTIC SEA LEVEL FLUCTUATIONS

A comparative analysis of the calculation results of the Baltic Sea level fluctuations made on the basis of 3 numerical hydrodynamic simulation methods: a model based on the numerical implementation of shallow water equations, three-dimensional barotropic and three-dimensional baroclinic hydrodynamic models. The comparison is made at the level of extrema estimates, dispersion, cross-correlation functions and spectral density functions. It was shown that the three models the three-dimensional baroclinic model describes the most realistic of the Baltic Sea level fluctuations.

Литература

1. Аверкиев А.С., Клеванный К.А. Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива. Метеорология и гидрология, 2009, №11, с. 59 – 68.
2. Вольцингер Н.Е., Пясковский Р.В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, 1968 г., 300 стр.
3. Дианский Н.А., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н., Русаков А.С. Моделирование муссонной циркуляции Индийского океана с высоким пространственным разрешением // Океанология. 2006. Т. 46. № 4. с.421-442.
4. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М. Физматлит, 2013. 272 с.
5. Дубов В.П. Сейши Балтийского моря и связь их с наводнениями в Ленинграде. Труды ГГИ, вып. 5, 1937.
6. Захарчук Е.А., Клеванцов Ю.П., Тихонова Н.А. Пространственно-временная структура и идентификация синоптических возмущений уровня Балтийского моря по данным спутниковых альтиметрических измерений. Метеорология и гидрология. №5, 2006, с. 69-77.
7. Захарчук Е. А., Тихонова Н. А., Фукс В. Р. Свободные низкочастотные волны в Балтийском море. — Метеорология и гидрология, № 11, 2004, с. 53 – 64.
8. Захарчук Е. А., Тихонова Н. А. О пространственно-временной структуре и механизмах формирования невских наводнений. Метеорология и гидрология. №8, 2011 с.54 - 64.

9. Клеванный К. А. Моделирование длинноволновых процессов в геофизической гидродинамике. Автореферат диссертации на соискание степени доктора ф-м. н. по специальности 11.00.08 Океанология. Управление Морзащита. Администрация Санкт-Петербурга. 1999 г., 313 с.
10. Клеванный К.А., Колесов А.М., Мостаманди М.-С. В. Прогноз наводнений в Санкт-Петербурге и восточной части Финского залива в условиях работы комплекса защитных сооружений. Метеорология и гидрология. 2015. №2, с. 61-70
11. Куликов Е.А., Файн И.В., Медведев И.П. Численное моделирование аномобарических колебаний уровня Балтийского моря. Метеорология и гидрология. №2, 2015 с. 41 – 52.
12. Лабзовский Н. А. Непериодические колебания уровня моря. Ленинград. Гидрометеиздат. 1971. 238 с.
13. Лазаренко. Колебания уровня Балтийского моря. Тр. ГОИН. – 1961 г., Вып.65, с. 39-127.
14. Михайлов. Ю.Д. Особенности изменения уровня и течений в Финском заливе при штормовых нагонах в устье р. Невы в декабре 1961 г. Труды ГОИН, вып. 81, 1964.
15. Михайлов Ю. Д. Связь между течением и уровнем в Финском заливе во время наводнений в Ленинграде. Труды ГОИН, вып. 79, 1966.
16. Океанографическая энциклопедия. Гидрометеиздат. Ленинград. 1974 г., 632 с.
17. Океанология. Термины и определения. ГОСТ 18451-73 – ГОСТ 18458-73. Государственный комитет стандартов Совета Министров СССР. Москва. 1973 г., 64 стр.
18. Средний уровень Балтийского моря. Ленинград, 1951 г., 399 с.
19. Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние. Известия РАН, ФАО, 2009, Т. 45, № 3, с. 1-16.
20. Briegleb В.Р., Bitz С.М., Hunke Е.С., Lipscomb W.H., Holland M.M., Schramm J.L., and Moritz R.E. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three. Technical Note NCAR/TN-463+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2004
21. Brydon D., San S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models// J. Geoph. Res.- 1999.- V. 104.- No. C1.- p. 1537–1540.
22. Hunke E.C and J.K. Dukowicz. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. p. 1849–1867.

23. Klevanny K.A., Matveyev V.G., Voltzinger N.E. An integrated modeling system for coastal area dynamics // *Int. J. for Num. Methods in Fluids*. – 1994. – V. 19. – p. 181–206.
24. Zalesny V.B., Diansky N.A., Fomin V.V. *et al.* Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov // *Russian J. Numer. Anal. Math. Modelling*. 2012. V. 27. N1, p. 95-111.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВЕРОЯТНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОЧАГОВ ОПАСНОГО ВОЛНЕНИЯ НА АКВАТОРИИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Т.В. Красюк, А.А. Лукин, С.А. Мысленков, Е.С. Нестеров

Гидрометцентр России

По данным реанализа ERA-Interim за 1999–2013 г. рассчитана вероятность образования опасного волнения на акватории Северной Атлантики в холодную часть года. По мере продвижения полярного фронта к югу (от ноября к февралю) зона наибольшей вероятности образования опасного волнения также распространяется к югу и расширяется.

Введение

Исследования процессов в средней тропосфере, предшествующих возникновению очагов опасного волнения (ОВ) на акватории Северной Атлантики [1,2], позволили разработать метод и технологию прогноза этого явления с заблаговременностью до 10–15 суток, что превышает заблаговременность прогноза волнения на основе современных гидродинамических моделей.

Для полной автоматизации технологии были разработаны алгоритмы и программное обеспечение, позволяющие в автоматическом режиме прогнозировать возникновение очагов ОВ на акватории океана с использованием выходной продукции атмосферной гидродинамической модели ПЛАВ. Технология была реализована в отделе морских гидрологических прогнозов ФГБУ «Гидрометцентр России», выполнено ее тестирование в автоматическом режиме и произведена предварительная оценка качества прогнозов.

Было выявлено, что технология позволяет прогнозировать возникновение очагов ОВ на акватории Северной Атлантики с указанной выше заблаговременностью. Также были проанализированы ошибки в прогнозе места и времени возникновения очагов ОВ. Для внедрения технологии в оперативную практику основной задачей в настоящее время является доработка алгоритмов метода для повышения качества прогнозов.

В результате произведенного тестирования работы технологии и оценки качества прогнозов было выявлено два типа ошибок. Первый тип – ошибка в прогнозе полей метеорологических элементов на основе атмосферной модели. Данный тип ошибок может быть минимизирован при улучшении качества модели.

Ошибки второго типа возникают из-за особенностей строения термобарического поля над акваторией океана. В некоторых случаях выход ложбины и обрушение холодных воздушных масс блокируется процессами, происходящими над акваторией океана. Например, вынос холодных воздушных масс в тыловой части ложбины, уже вышедшей на акваторию океана, препятствует быстрому взаимодействию холодной и теплой воздушных масс в ложбине, перемещающейся с континента. Обострение выходящей ложбины происходит несколько позже, что сказывается на скорости углубления циклона и скорости штормовых ветров. В результате этих процессов зоны штормовых ветров развиваются медленнее и вызывают образование очагов ОВ на достаточно большом удалении от побережья.

Этот фактор существенно влияет на качество прогноза положения очага ОВ. При данном виде ошибки ложбина, вышедшая на акваторию океана, вызывает возникновение очага ОВ не в течение суток, как это бывает обычно, а спустя двое, а в некоторых случаях и через трое суток. При этом возникает ошибка в прогнозе времени возникновения очага ОВ и соответственно его положения.

Статистический анализ возникновения очагов ОВ

Одним из путей минимизации влияния подобных ошибок является анализ случаев возникновения ОВ за достаточно большой интервал времени. Такой анализ позволит определить зоны вероятного возникновения очагов ОВ. С этой целью на основе данных реанализа ERA-Interim [3] был проведен статистический анализ очагов ОВ на акватории Северной Атлантики за период с ноября 1999 г. по февраль 2013 г.

За основу были взяты поля высоты преобладающих волн и поля температуры на уровне стандартной изобарической поверхности 500 гПа в холодную часть года (ноябрь-февраль). В этот период года очаги ОВ возникают практически в любых частях акватории Северной Атлантики. Были рассмотрены случаи возникновения опасного волнения (с высотой волн 8 и более метров) в регионе, ограниченном координатами 20–80° с.ш. и 90° з.д. – 10° в.д.

В результате анализа определялся район, где высота волн впервые для конкретного случая достигала значения 8 м (Рис.1). Дальнейшее перемещение очага ОВ не рассматривалось. В качестве параметра термобарического поля, характеризующего место возникновения очага ОВ, была взята изотерма -20°С на уровне 500 гПа [1,2].

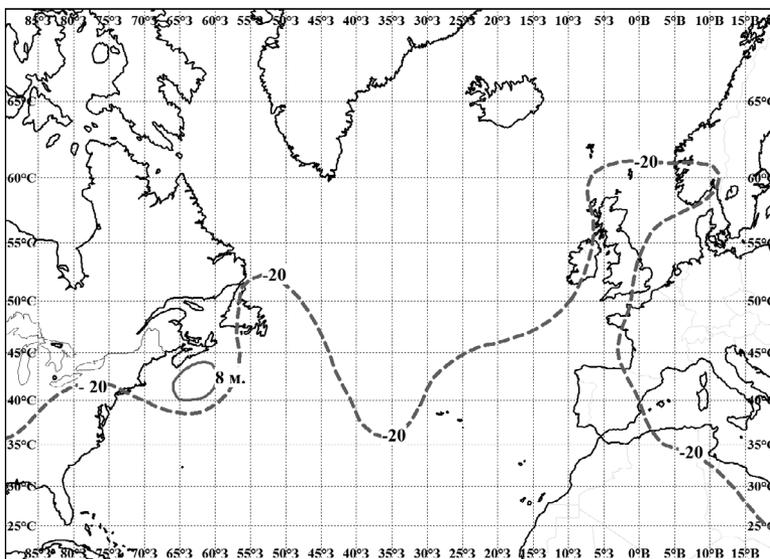


Рис. 1. Образование очага ОВ (сплошная кривая) через сутки после выхода на акваторию океана атмосферной ложбины. Пунктир – положение изотермы -20°C на уровне 500 гПа

Для определения зависимости места возникновения очага ОВ от распределения температуры воздуха на уровне 500 гПа фиксировалось место пересечения восточного побережья Северной Америки изотермой -20°C (Рис. 1). При этом береговая линия была разбита на три зоны: 1) зона А – к северу от 50° с.ш.; 2) зона В – от 40 до 50° с.ш.; 3) зона С – к югу от 40° с.ш.

Всего за указанный период было зафиксировано 953 случая возникновения очагов ОВ в исследуемом районе (Таблица 1).

Для определения вероятности возникновения очагов ОВ акватория Северной Атлантики была разбита на квадраты 5×5 градусов. Для каждого квадрата был произведен подсчет случаев, когда очаг опасного волнения полностью или частично находился в этом квадрате во время своего образования.

Таблица 1.

Число очагов ОВ в Северной Атлантике в холодный период (ноябрь-февраль) 1999–2013 г. для трех зон пересечения береговой линии изотермой -20°C .

Месяц	Период	Зона А	Зона В	Зона С	Всего
ноябрь	1 декада	14	53	16	83
	2 декада	30	25	3	58
	3 декада	11	59	20	90
	всего за месяц	55	137	39	231
декабрь	1 декада	11	50	17	78
	2 декада	4	45	19	68
	3 декада	1	44	53	98
	всего за месяц	16	139	89	244
январь	1 декада	0	37	54	91
	2 декада	2	25	60	87
	3 декада	0	28	76	104
	всего за месяц	2	90	190	282
февраль	1 декада	0	26	36	62
	2 декада	0	22	42	64
	3 декада	4	20	46	70
	всего за месяц	4	68	124	196
всего за период		77	434	442	953

В некоторых случаях образование очага с высотой преобладающих волн 8м и более происходило на большой акватории, поэтому, если образовавшийся очаг ОВ захватывал несколько квадратов, то он принимался в расчет для каждого из них. Для каждого квадрата было подсчитано количество случаев возникновения в нем опасного волнения за весь период и отдельно для каждой декады каждого из 4-х месяцев холодного периода года.

Также был произведен подсчет количества случаев возникновения ОВ отдельно для каждой зоны, характеризующей положение места пересечения изотермой -20°C восточного побережья Северной Америки в момент образования очага ОВ. В результате была рассчитана вероятность возникновения

очагов ОВ для каждого квадрата, что позволило определить зоны наиболее вероятного возникновения очага ОВ для рассматриваемой акватории.

Дополнительно был определен сезонный ход вероятности возникновения очагов ОВ (для каждой декады месяца) и для различных зон пересечения побережья Северной Америки изотермой -20°C на уровне 500 гПа. Полученные статистические характеристики позволяют получить представление об изменении конфигурации и местоположения зон вероятного возникновения очагов ОВ.

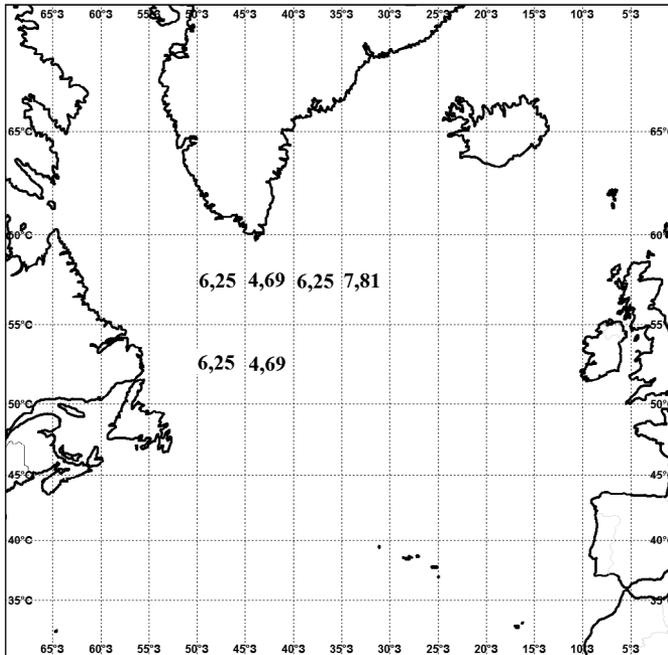


Рис. 2. Вероятность возникновения очагов ОВ (%) в I декаде ноября.

Минимальные размеры зоны наибольшей вероятности возникновения очагов ОВ наблюдаются в начале холодного периода года в ноябре (Рис. 2). В этот период времени полярный фронт располагается преимущественно в высоких широтах, а прохождение циклонов и связанных с ними ложбин не вызывает сильного проникновения (обрушений) холодных воздушных масс далеко на юг. Поэтому в этот период возникновения очагов ОВ наиболее вероятно к югу от Гренландии и сосредоточено на небольшой по площади

зоне. Отсутствие значений в большинстве квадратов означает, что в этих районах вероятность образования очагов ОВ минимальна.

По мере сезонного охлаждения воздушных масс происходит постепенное расширение зоны вероятного возникновения очагов ОВ и продвижение ее к югу. Это связано с увеличением объемов холодных воздушных масс в высоких широтах Северной Атлантики. В этот период полярный фронт перемещается к югу, а прохождение циклонов и связанных с ними ложбин начинает вызывать более глубокое проникновение холодных воздушных масс к югу. При этом вероятность возникновения очагов ОВ в некоторых квадратах значительно возрастает.

Максимальное увеличение зоны вероятного возникновения ОВ и продвижение ее к югу происходит в феврале (Рис. 3). В этот период вероятность возникновения очагов ОВ в максимальной степени распространяется по акватории океана. Далее вероятность образования очагов ОВ начинает уменьшаться.

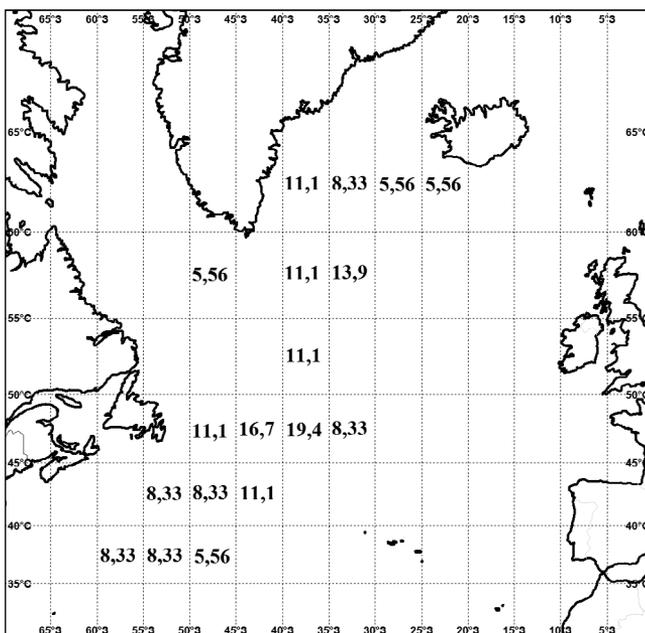


Рис. 3. Вероятность возникновения очагов ОВ (%) в I декаде февраля.

Заключение

На основе статистического анализа получено распределение вероятности образования очагов опасного волнения на акватории Северной Атлантики океана в зависимости от особенностей поля температуры воздуха в средней тропосфере и месяца холодного сезона. По мере продвижения полярного фронта к югу (от ноября к февралю) зона наибольшей вероятности образования очагов ОВ также распространяется к югу и расширяется.

Полученные результаты можно применить для разработки корректирующего алгоритма прогноза времени и места возникновения очага ОВ с целью повышения успешности оперативного прогноза опасного волнения в Северной Атлантике с заблаговременностью до 10–15 суток.

STATISTICAL ANALYSIS OF THE DANGEROUS WAVES PROBABILITY FOR THE NORTH ATLANTIC

T.V.Krasyuk, A.A.Lukin, S.A.Myslenkov, E.S.Nesterov

The probability of the North Atlantic dangerous waves in the cold part of the year was calculated on base of ERA-Interim reanalysis for 1999–2013. With spreading from November to February of the polar front to the south, high probability areas of dangerous waves formation also move to the south and expanded.

Литература

1. Лукин А.А. Циркуляция в средней тропосфере и прогноз опасного ветрового волнения в Северной Атлантике // Труды Гидрометцентра России. – 2012. / Вып. 347/с. 169–180.
2. Лукин А.А., Мысленков С.А., Нестеров Е.С. Особенности термодинамической структуры атмосферы при формировании интенсивного волнения в океане// Труды Гидрометцентра России.- 2013./Вып. 350/с.13-27.
3. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The Era-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system// Quart. J. Roy. Met. Soc.-2011.\Vol.137\ p. 553–597.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ С ПОМОЩЬЮ МОРСКИХ И АТМОСФЕРНЫХ РАСЧЕТОВ СИСТЕМЫ MARC

Н.А. Дианский^{1,2}, В.В. Фомин², Т.Ю. Выручалкина³

¹ ФГБУН Институт вычислительной математики РАН

² ФГБУ Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова

³ ФГБУ Институт водных проблем РАН

В работе описывается система численных расчётов MARC (Морских и Атмосферных Расчетов Система) для гидрометеорологических характеристик Каспийского моря, реализованная в ФГБУ «Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова». Она включает в себя расчет атмосферного воздействия по модели WRF (Weather Research and Forecasting model), расчет течений, уровня, температуры, солёности моря и морского льда по модели INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) и расчет параметров волнения с использованием модели PAVM (Российской Атмосферно-Волновой Модели). Представлены результаты верификации воспроизведения гидрометеорологических характеристик, полученные с помощью MARC для Каспийского моря. С ее помощью выполнены ретроспективные расчеты термогидродинамических характеристик для этих акваторий в безледный период с 2003 по 2013 г. Показаны важные особенности циркуляции вод Каспийского моря.

Введение

За последнее десятилетие уровень моделирования циркуляции в океанах и морях существенно вырос и в настоящее время это направление продолжает интенсивно развиваться. В конечном итоге это определяется существенно возросшими возможностями вычислительной техники. Поэтому на современном этапе развития численного моделирования решается проблема не только качественного изучения физических процессов морской циркуляции, но и количественного ее описания, в том числе в оперативном режиме. В первую очередь это необходимо для практических нужд при разведке, добыче и транспортировке углеводородов на шельфе и в прибрежной области. При этом для реализации численного моделирования требуется создание комплекса численных моделей, включающих модель расчета атмосферного воздействия, модель морской термогидродинамики и модель ветрового волнения. Этот комплекс моделей объединен в единую вычислительную систему, реализован и развивается в ФГБУ «Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова» (ГОИН).

Следует отметить, что ГОИН является ведущим институтом Росгидромета по организации и методическому руководству гидрометеорологическими и гидрохимическими наблюдениями на акваториях и на побережьях морей России и обеспечению соответствующей информацией государственных органов и хозяйствующих субъектов. Институт осуществляет работы по развитию технических средств и систем наблюдения за характеристиками морской природной среды, средств обработки и анализа информации, методов и моделей расчета характеристик морской природной среды, созданию отраслевых стандартов.

В настоящее время в ГОИН'e развивается направление оперативного моделирования гидрофизических процессов в окраинных морях РФ. Необходимость развития современных возможностей численного моделирования обусловлена рядом факторов, связанных с обеспечением хозяйственного освоения северных территорий, с добычей и транспортировкой углеводородов на арктическом шельфе (Макоско, 2013). В ГОИН'e оперативное моделирование осуществляется для акваторий Карского и Печорского морей, Черного и Азовского морей, Каспийского моря и Северной Атлантики. Для этого используется установленный в ГОИН'e многопроцессорный вычислительный кластер, на котором реализована вычислительная система оперативного расчета гидрометеорологических полей, основанная на современных разработках Института вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) и ГОИН'a.

В настоящей работе используются результаты расчетов, полученные с помощью системы оперативного диагноза и краткосрочного прогноза (на 3-е суток), реализованной для расчета гидрометеорологических характеристик Каспийского моря. Она включает в себя расчет атмосферного воздействия по модели WRF (Weather Research and Forecasting model) (Skamarock, 2008), расчет течений, уровня, температуры, солености моря и морского льда по модели INMOM (Institute Numerical Mathematics Ocean Model) (Дианский, 2013) и расчет параметров волнения по Российской атмосферно-волновой модели (Кабатченко и др., 2001). Для удобства этот вычислительный комплекс назван системой МАРС (Морских и Атмосферных Расчетов Система).

Разработанный комплекс гидродинамического моделирования используется для расчёта не только оперативных, но и режимных гидрометеорологических характеристик. В статье представлены результаты, полученные с его помощью.

Система морских и атмосферных расчетов гидрометеорологических полей для Каспийского моря

Общая схема технологии вычислительного комплекса

Основу вычислительного комплекса расчета гидротермодинамических характеристик, включая поля течений, уровня, температуры, солёности и морского льда, составляет российская модель океанической морской циркуляции INMOM (Дианский, 2013), разработанная в ИВМ РАН. Расчет атмосферного воздействия проводится по региональной модели атмосферной циркуляции WRF (Weather Research Forecast) (Skamarock, 2008). Для расчета ветрового волнения в вычислительный комплекс включена волновая модель РАВМ (Российская атмосферно-волновая модель) (Кабатченко и др., 2001).

На Рис. 1 показана общая схема MAPC, предназначенная для комплексного моделирования морской и атмосферной циркуляции, включая расчет ветрового волнения. Достоинством этой системы является то, что ее можно использовать и для расчетов в ретроспективном режиме. Для этого на ее вход необходимо подавать поля глобального реанализа за соответствующий период и отключить прогностические расчеты.

Расчет метеорологических параметров, морской циркуляции и параметров волнения происходит один раз в сутки на трое суток вперед (от 18 часов предыдущего дня) с дискретностью сохранения выходной информации 6 час для атмосферного воздействия и характеристик волнения. Для всех гидрологических полей сохранение результатов производится с шагом 1 или 6 час. Автоматически для всех выбранных характеристик осуществляется отрисовка полей, которая хранится на сервере в ГОИН`е и доступна по требованию на сайте института <http://www.oceanography.ru>.

Качество прогноза определяется, главным образом, качеством прогноза атмосферного воздействия, получаемого с помощью модели WRF. Эта модель, в силу своего высокого качества и удобства использования, принята во многих зарубежных и отечественных центрах для воспроизведения и прогноза региональной атмосферной циркуляции.

Следует отметить, что все модели, реализованные в MAPC как для Каспийского моря, так и для других морей, неоднократно верифицировались по данным наблюдений в различных хозрасчетных работах, выполняемых в ГОИН`е. Эта верификация позволила настроить все компоненты MAPC и показала высокую степень их адекватности наблюдениям. Опишем далее все основные компоненты вычислительного комплекса MAPC.

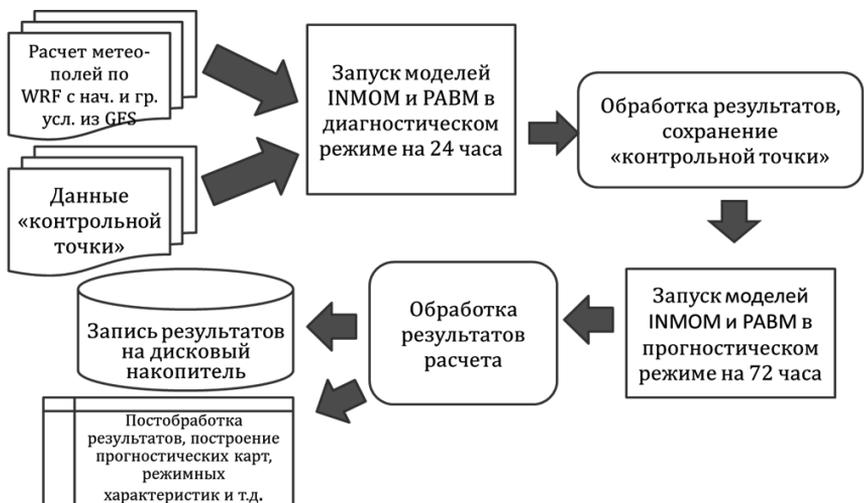


Рис. 1. Блок-схема вычислительной системы MARC, реализованная для комплексного моделирования морской и атмосферной циркуляции, включая расчет ветрового волнения для акватории Каспийского моря.

Моделирование региональной циркуляции атмосферы для расчета атмосферного воздействия

Необходимые характеристики атмосферных приводных параметров рассчитываются по негидростатической модели WRF. Этот способ расчета атмосферного воздействия на наш взгляд является наиболее точным, поскольку с его помощью удастся восстановить с высоким пространственно-временным разрешением все компоненты атмосферного воздействия на поверхности моря. При этом используется усвоение данных наблюдений как во входных полях, рассчитываемых с помощью той или иной глобальной гидростатической модели более грубого пространственного разрешения, так и в самой модели WRF. При этом именно негидростатичность последней позволяет воспроизводить стоковые ветры с гор на море, такие как широко известная черноморская Бора в районе Новороссийска или возникающий в районе Баку каспийский Норд.

В подтверждение того, что необходим более современный расчет ветра, в работе (Зырянов, 2015) было показано, что над котловинами в областях замкнутых изолиний ветер играет главную роль в формировании циркуляции вод, на втором месте по порядку величин – бароклинность вод, на третьем

месте – испарение. Использование данных реанализа и прогноза, как например, центра ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) в прогностических моделях не рекомендуется (Зырянов, 2016), т.к. на сайте разработчика приведено критическое замечание относительно того, что иногда результаты расчетов полей ветра нельзя признать удовлетворительными для некоторых регионов, в частности, для Средиземного и Каспийского морей. Этот факт служит основанием для критического отношения к данным реанализа поля ветра над Каспием, в результате чего в расчетах использовались параметры, рассчитанные по модели WRF.

Расчетная область WRF, применяемая в MAPC для оперативного расчета и прогноза метеорологических характеристик над Каспийским регионом, показана на Рис. 2. Используется пространственная сетка с шагом 15 км в равноугольной конической проекции Ламберта. Размер сеточной области имеет 60x90 точек по долготе и широте, соответственно, и 27 вертикальных уровней с верхней границей на уровне 50 гПа. Данные о подстилающей поверхности взяты из архива MODIS (http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_sources.html) с пространственным разрешением 30".

Входными полями для модели WRF служат поля объективного анализа и прогноза GSF (Global Forecasting System, <http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/gfs/>) из NCEP. Методика расчета характеристик атмосферного форсинга по модели WRF заключается в интегрировании полной системы негидростатических уравнений гидротермодинамики (Skamarock, 2008) атмосферы в исследуемом регионе. Граничными и начальными условиями служат данные GSF с пространственным разрешением в 1° и временной дискретностью 6 час.

Из всех атмосферных параметров, получаемых при расчете с помощью модели WRF, для вычислений потоков тепла, пресной воды и импульса на поверхности моря, используются следующие величины, которые выводятся с шагом 1 час: температура и абсолютная влажность воздуха на высоте 2 м над уровнем моря; скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря; падающая коротковолновая и длинноволновая радиация; атмосферные осадки; давление на уровне моря.

Все эти параметры используются для расчета атмосферного воздействия в физически полной модели INMOM. Турбулентные потоки тепла, пресной воды и импульса рассчитываются с использованием балк-формул (Дианский, 2013) для расчета гидротермодинамических характеристик циркуляции моря. Для расчета ветрового волнения в PAVM используются только компоненты скорости ветра.

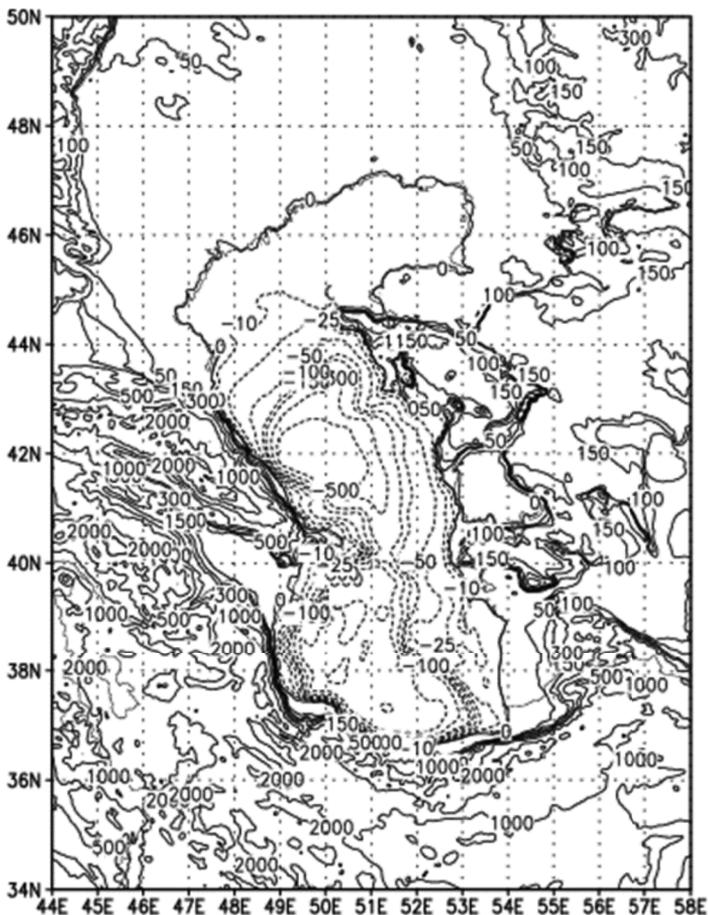


Рис. 2. Расчетная область для модели WRF над Каспийским регионом и топография дна Каспийского моря (м) в модели INMOM.

Численная модель циркуляции Каспийского моря

Для расчета морской циркуляции используется модель INMOM (Дианский, 2013; Zalesny et al., 2012), получившая свое название от сокращенного названия ИВМ РАН на английском языке. Эта модель относится к классу σ -моделей морской и океанической циркуляции. В ее основе лежит полная система т.н. примитивных уравнений гидротермодинамики моря в сферических координатах в приближениях гидростатики и Буссинеска (Дианский,

2013). В качестве вертикальной координаты используется безразмерная величина σ , задаваемая как

$$\sigma = (z - \xi) / (H - \xi), \quad (1)$$

где Z – обычная вертикальная координата, направленная вниз; $\xi = \xi(\lambda, \varphi, t)$ – отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности как функция долготы λ , широты φ и времени t ; $H = H(\lambda, \varphi)$ – невозмущенная глубина моря. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура T , соленость S , отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности, толщина и сплоченность морского льда. Для расчета плотности используется уравнение состояния, специально предназначенное для численных моделей (Brydon et al., 1999).

Главная особенность INMOM, которая отличает ее от других известных моделей океана, таких как MOM (Pacanovsky et al., 2000), модель ИВМ РАН и Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН (ИОРАН) (Ибраев и др., 2012), использующих Z – систему координат, а также POM (Blumberg et al., 1987) и ROMS (Shchepetkin et al., 2004) в σ -системе координат и других заключается в том, что при численной реализации в INMOM используется метод расщепления по физическим процессам и пространственным координатам (Marchuk et al., 2005).

Метод расщепления дает возможность эффективно реализовывать обладающие малой диссипативностью квази-полунеявные схемы интегрирования по времени, которые позволяют применять в модели временные шаги в несколько раз большие, чем в моделях общей циркуляции океана, основанных на явных схемах с аналогичными пространственным разрешением и коэффициентами вязкости и диффузии.

Для более точного описания процессов динамики океана оператор боковой диффузии второго порядка для тепла и соли представлен в форме, эквивалентной горизонтальной диффузии в обычной z -системе координат (Дианский, 2013). В уравнениях движения для описания боковой вязкости используется оператор 4-го порядка, эффективно подавляющий 2-х шаговую моду численного шума.

Пространственное разрешение модели составляет 1'8" и 0'49" по долготе и широте, что равно ~1.5 км. Сеточная область в горизонтальной плоскости содержит 393×779 узлов. По вертикали задается 20 неравномерно распределенных по глубине σ -уровней.

Параметризация крупномасштабной горизонтальной турбулентной диффузии для температуры и солености осуществлялась с помощью оператора

2-го порядка с коэффициентом $50 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$. В качестве горизонтальной вязкости использовался оператор 4-го порядка с коэффициентом $10^9 \text{ м}^4/\text{с}$.

В модели INMOM используется математически точная сферическая система координат, поэтому никаких топологических искажений при расчете полей течений не вносится в отличие от зачастую используемых декартовых систем координат, «натягиваемых» на участок сферической поверхности Земли. На Рис. 2 показана топография, используемая для модели Каспийского моря.

Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии выбирались согласно параметризации Филандера-Пакановского (Pacanovsky et al., 1981). Коэффициент вертикальной вязкости изменялся от 10^{-4} до $10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$, а диффузии – от 5×10^{-6} до $5 \times 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$ для T и от 1×10^{-6} до $1 \times 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$ для S . В случае неустойчивой стратификации для параметризации конвективного перемешивания коэффициент вертикальной диффузии задавался равным значению $2 \times 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$. Чтобы избежать возможных для σ -модели ситуаций "выклинивания" вертикальных профилей T , S и скорости в приповерхностном 2,5 метровом слое океана для более интенсивного перемешивания коэффициенты диффузии и вязкости задавались равной тому же значению $2 \times 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$.

Для задания глубин использовались данные по топографии Земли GEBCO (<http://www.gebco.net>) с пространственным разрешением 30". Исходные данные высокого разрешения сглажены несколько раз с помощью фильтрации Тьюки и ограничены минимальной глубиной 2,5 м. Это необходимо при использовании σ -модели, так как в ней применяется преобразование вертикальной координаты (1), и, следовательно, функция $H = H(\lambda, \varphi)$ должна быть отличной от нуля и обладать достаточной гладкостью на выбранной пространственной сетке, поскольку она входит во все операторы разностного дифференцирования (Дианский и др., 2013; Zalesny et al., 2012).

Для построения начальных условий по T и S использованы данные ФГБУ «ГОИН», предоставленные А.В. Григорьевым, представляющие собой 3-х мерные среднемесячные климатические поля на акватории Каспийского моря.

Для T и S на боковых границах и на дне ставится условие отсутствия потоков, а для скорости ставится условие непротекания, дополненное условиями свободного скольжения на боковых границах и квадратичного трения на дне (Дианский и др., 2013; Zalesny et al., 2012).

Сток рек задается по данным климатического года CORE (Large et al., 2008) в виде псевдо осадков, сосредоточенных в ячейках сетки, примыкающих к устьям рек.

Расчет атмосферного воздействия осуществляется по вышеописанным приводным синоптическим характеристикам атмосферы из модели WRF для

вычисления потоков импульса, тепла и пресной воды для расчета гидротермодинамических характеристик циркуляции моря в физически полной модели INMOM.

Осуществляется также привязка поверхностной солености к климатическим данным путем введения в поток соли на поверхности моря, рассчитываемый через поток пресной воды, релаксационной добавки, представляющей собой разность модельной и климатической приповерхностной солености, умноженной на коэффициент $\alpha_S = 10$ м/120 сут. Необходимость использования коррекции потока пресной воды на поверхности моря диктуется тем, что точность задания осадков и стока рек недостаточно высока. Кроме этого используется т.н. наджинг с коэффициентом релаксации $1/120$ сут⁻¹ для связи модельной солености на глубинах ниже 300 м к климатическим значениям.

Необходимость использования наджинга и коррекции потока пресной воды на поверхности моря диктуется тем, что точность задания осадков и стока рек недостаточно высока. С помощью такой методологии проведения экспериментов модельная соленость не так заметно отклоняется от ее климатической величины, что необходимо при проведении экспериментов на длительные времена.

Расчет характеристик ветрового волнения

При расчете характеристик волн используется численная модель ветрового волнения, которой на научно-техническом совете Росгидромета от 06.06.2001 был придан статус Российской Атмосферно-Волновой Модели – РАВМ. В настоящее время метод расчета ветрового волнения в Северной Атлантике, основанный на РАВМ, работает в оперативном режиме в Гидрометцентре РФ. На Центральной Методической Комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета этот метод прогноза был рекомендован в практику оперативных работ (решение от 17.10.2001).

При расчете параметров ветрового волнения в РАВМ решается уравнение баланса спектральной плотности волнового действия в сферических координатах для частотно-углового спектра (Кабатченко и др., 2001). При этом используется «узконаправленная» теория ветрового волнения, предложенная академиком В.Е. Захаровым (см., например, (Zakharov et al., 1999)), что позволяет ускорить численное решение задачи. Этим она отличается, например, от наиболее используемой в мире модели ветрового волнения – WAM.

Численный метод решения системы уравнений в РАВМ основан на применении пакета «Думка» (Lebedev, 1997), разработанного в ИВМ РАН. Он специально предназначен для решения сложных нелинейных систем диффе-

ренциальных уравнений с применением оригинальной методики переменного шага по времени.

Применение PAVM позволяет рассчитывать параметры ветровых волн (высоты, периоды, спектры и т.д.) с учетом практически всех известных факторов волнообразования: передачи энергии от ветра к волнам, нелинейного обмена энергией между спектральными составляющими волнения, диссипации энергии вследствие обрушения гребней и придонных эффектов на мелководье; учитываются обмен энергией волн с течениями, стратификация атмосферы, колебания уровня моря, подвижная кромка льда.

В качестве исходных данных для расчета волнения используются срочные поля ветра, рассчитываемые по модели WRF. Поэтому при расчете характеристик волнения используется такой же шаг по пространству, как и в модели WRF, так как PAVM использует «атмосферную» сетку. При необходимости волнение, рассчитанное в приближении глубокой воды, вблизи берегов пересчитывается для условий мелководья на сетке морской модели INMOM.

В данной работе мы не будем приводить результаты расчета волнения. Однако с результатами работы PAVM можно ознакомиться в работе (Дианский и др., 2016), в которой описываются и характеристики волнения, рассчитанные в период штормовой ситуации с помощью MAPC, реализованной для акватории Черного и Азовского морей.

Результаты воспроизведения гидрометеорологических характеристик в пределах акватории Каспийского моря

Чтобы показать работоспособность MAPC для Каспийского моря, приведем примеры ее верификации и полученные с ее помощью результаты ретроспективных расчетов термогидродинамических характеристик для этих акваторий в безледный период (август, сентябрь, октябрь) с 2003 по 2013 г. Покажем воспроизведение морской динамики и характеристик ветрового волнения с помощью MAPC для Каспийского моря. Верификация проводилась по данным стационарных метеостанций, расположение и координаты которых представлены на Рис. 3 и в Таблице 1.

Воспроизведение динамики приподнятой атмосферы с помощью модели WRF

Для верификации модели WRF использовались данные наблюдений восьми стационарных метеостанций (Рис. 3, слева) за 2012 и 2013 гг. Для остальных лет качество воспроизведения атмосферной циркуляции прибли-

зительно то же. В Таблице 2 представлено сравнение результатов расчетов по модели WRF температуры воздуха, модуля скорости ветра, зональной и меридиональной компонент скорости ветра, давления над уровнем моря с наблюдаемыми данными. В числителе – коэффициент корреляции (Cr), в знаменателе – среднеквадратичная ошибка ($rmse$). Результаты расчетов и наблюдений температуры воздуха, зональной компоненты скорости ветра и давления над уровнем моря практически совпадают, $Cr = 0.92-1.00$. Сравнение модельных и измеренных величин меридиональной компоненты скорости ветра и модуля скорости ветра дают меньшую согласованность с данными наблюдений ($Cr = 0.63-0.93$, $rmse = 0.75-1.47$). Поскольку в модели WRF атмосферные параметры воспроизводятся практически идеально, не будем далее останавливаться на них. В качестве примера на Рис. 4 показаны атмосферные параметры за период 01.04–01.12.2012 г., измеренные на метеостанции Актау и рассчитанные для ближайшего узла атмосферной сетки по модели WRF.



Рис. 3. Расположение точек для верификации модели WRF (круг) и модели INMOM (звезда)

Таблица 1.

Координаты точек для верификации модели WRF и модели INMOM

Координаты точек для модели WRF			Координаты точек для модели INMOM		
Название	Широта	Долгота	Название	Широта	Долгота
Актау	43.860	51.092	Лагань	45.380	47.370
Атырау 1	47.117	51.917	Махачкала	42.970	47.600
Атырау 2	47.122	51.821	Саура	44.217	50.800
Аэропорт Гейдар Алиев	40.468	50.047	Тишково	45.900	48.600
Ганюшкино	46.600	49.267	Тюлений	44.467	47.483
Кочубей	44.400	46.550	Шевченко	44.650	50.230
Лагань	45.400	47.350			
Туркменбаши	40.063	53.007			

Таблица 2.

Сравнение результатов расчета по модели WRF и измеренных данных *

Название пункта	Температура воздуха	Модуль скорости ветра	Зональная компонента скорости ветра	Меридиональная компонента скорости ветра	Давление над уровнем моря
Актау	0.99/1.54	0.79/0.89	0.94/1.14	0.89/0.95	0.99/0.99
Атырау 1	0.99/1.59	0.82/0.75	0.92/0.95	0.87/0.95	1.00/0.65
Атырау 2	0.99/1.79	0.87/0.82	0.97/0.96	0.93/1.04	
Аэропорт Гейдар Алиев	0.95/2.58	0.78/1.47	0.59/1.50	0.92/1.66	0.99/0.92
Ганюшкино	0.99/1.93	0.80/1.03	0.92/1.23	0.77/1.27	0.99/1.21
Кочубей	0.98/1.87	0.80/0.92	0.96/0.96	0.77/1.04	0.99/0.78
Лагань	0.98/2.12	0.88/0.79	0.95/0.93	0.63/1.22	1.00/0.61
Туркменбаши	0.98/1.82	0.76/0.99	0.85/1.38	0.87/1.37	

* В числителе – коэффициент корреляции (C_r), в знаменателе – среднеквадратичная ошибка ($rmse$)

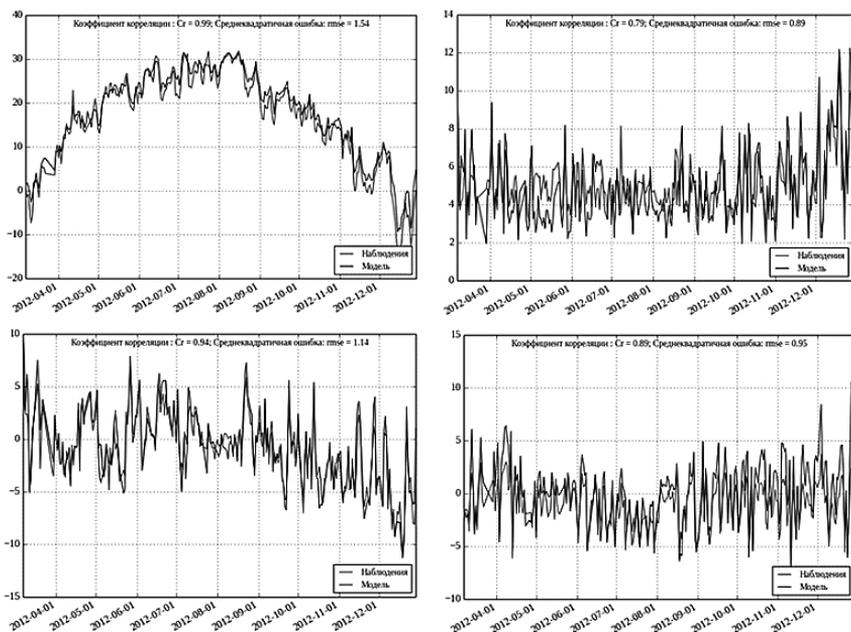


Рис. 4. Сравнение результатов расчета температуры воздуха [°C], модуля скорости ветра, зональной и меридиональной компонент скорости ветра [м/с] по модели WRF (черная кривая) с данными на метеостанции Актау (серая кривая) в 2012 году: слева-направо и сверху-вниз а – г, соответственно.

Воспроизведение морской динамики с помощью модели INMOM

Для целостного восприятия картины циркуляции вод Каспийского моря были проанализированы как поля течений, так и поля солёности, температуры, ветра и др. Но сначала покажем качество воспроизведения временного хода уровня моря, температуры и солёности воды, измеренных на станциях и рассчитанных по модели INMOM, интерполированных в места положения станций. Хотя данные измерений и результаты моделирования имеются с интервалом 1 час, для наглядности сезонного хода они приводились в среднесуточном осреднении. В Табл. 3 представлено сравнение результатов расчетов по модели INMOM с наблюдаемыми данными, по порядку показаны: коэффициент корреляции, среднее отклонение и среднеквадратичная отклонение. На Рис. 5 показано сравнение измеренных и расчетных по модели

параметров за период 02.11–31.12.2012 г. Из таблицы и рисунка видно, что моделью INMOM достаточно хорошо воспроизводится только временная изменчивость температуры воды.

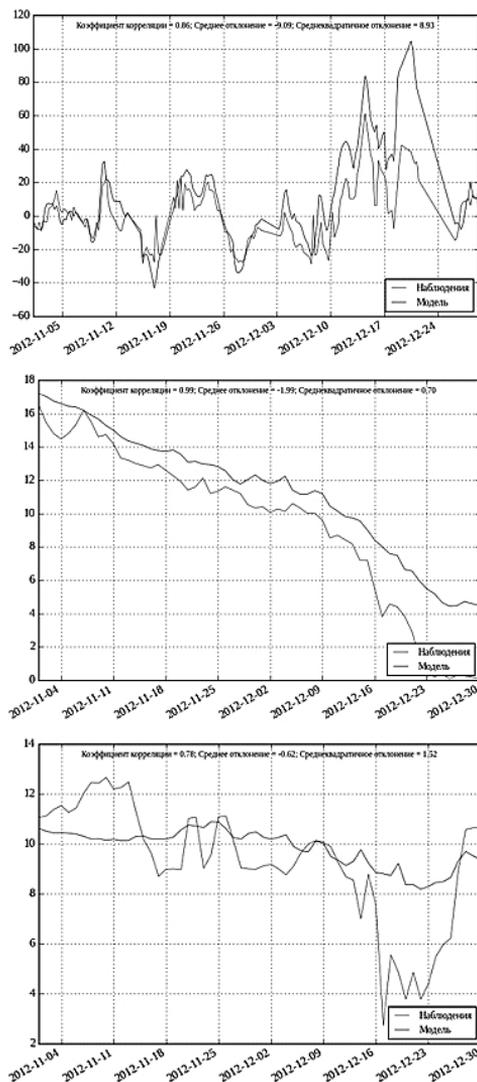


Рис. 5. Сравнение результатов расчета уровня моря (см) по модели INMOM с данными на станции Тюлений, а также температуры воды (°C) и солёности воды (шпс) по модели INMOM с данными на станции Махачкала в 2012 году сверху-вниз. Модель – черная, наблюдения – серая кривая.

Таблица 3.

Сравнение результатов расчета по модели INMOM и измеренных данных. Приведены последовательно коэффициенты линейной регрессии и корреляции связи модельных и наблюдаемых величин

Наименование пункта	Уровень моря	Температура воды	Соленость
Лагань		0.98/0.97/0.93	
Махачкала		0.99/-1.99/0.70	0.78/-0.62/1.52
Саура	0.48/0.61/4.43		
Тишково		0.95/-2.18/0.73	
Тюлений	0.86/-9.09/8.93	0.97/-1.50/1.19	
Шевченко	0.32/-0.49/4.12		

Из сравнения моделируемых параметров уровня, температуры и солёности (Рис. 5, Таблица 3) и атмосферных параметров (Рис. 4, Таблица 2) с соответствующими данными наблюдений видно, что атмосферные параметры имеют большую согласованность с данными наблюдений. Сравнение модельных и измеренных величин вообще является фундаментальной проблемой современной океанографии. С одной стороны, измерения проводятся в точках станций наблюдений, а модельные расчёты дают значения, осреднённые в пределах ячейки расчётной сетки численной схемы. В нашем случае – это порядок 1.5 км × 1.5 км. Поэтому ожидать точного соответствия между модельными и наблюдаемыми значениями не приходится. С другой стороны, при обработке данных наблюдений за уровнем моря для исключения волновой составляющей используется простое скользящее среднее, которое в принципе тоже определяется с ошибкой. Поэтому волновая составляющая все же дает остаточные проявления волн в уровне моря. По этой же причине в данные наблюдений могут «просачиваться» и турбулентные пульсации разных масштабов. Все это может привносить ошибки уже в данные измерений, а в модели морской циркуляции волновая составляющая и турбулентность учитываются опосредованно путем эмпирических параметризаций. В силу того, что в атмосфере радиус деформации Россби в несколько десятков раз больше, чем в море, отмеченные проблемы для атмосферы менее существенны. Поэтому пока сравнение моделируемой и наблюдаемой атмосферной гидродинамики по качеству выше, чем морской. Кроме того, следует учесть еще и ошибки при расчете атмосферного воздействия на морской поверхности, неизбежно возникающие даже при применении общепринятых современных балк-формул для его расчета, поскольку эти формулы являются эмпирическими и не могут отражать все особенности реального турбу-

лентного взаимодействия атмосферы и океана с учетом ветрового волнения. Эти ошибки при расчете атмосферного воздействия приводят и к ошибкам при расчете морской циркуляции. Сюда же следует добавить и то, что в атмосфере всегда присутствуют так называемые внутренние волны, которые дают возмущение давления на уровне моря в 1–3 гПа и, соответственно, в поле приповерхностного ветра. Это, в свою очередь, должно формировать возмущения уровня моря около 2–5 см и, соответственно, в поле приповерхностных скоростей течений. При этом пространственно-временные масштабы этих возмущений достаточно малы. Поэтому для воспроизведения этого физического эффекта необходимо использовать атмосферную модель с таким же высоким пространственно-временным разрешением, как и модель морской циркуляции. Однако при современном уровне вычислительных возможностей этого пока сделать нельзя.

Ранее (Ибраев, 2008) было показано, что в таком сравнительно небольшом и относительно мелководном бассейне, как Каспийское море, течения определяются, прежде всего, прямым воздействием ветра. Характерная черта сезонной изменчивости ветра в Среднем и Южном Каспии – это изменение направления с восточного зимой на северный в летний период и смена с преимущественно циклонической завихренности осенью и зимой на антициклоническую – весной и летом (Ибраев и др., 2003, Ибраев и др., 2008). Таким образом, поверхностные течения над глубоководными районами Среднего и Южного Каспия меняют направление с северо-западного зимой на юго-западное летом в соответствии с преимущественно восточными ветрами зимой и северными ветрами летом. У восточного берега Среднего и Южного Каспия на поверхности в конце года формируется апвеллинг, а с апреля по сентябрь течение направлено на юг (Ibrayev et al., 2001, Ibrayev et al., 2010). Эту особенность наглядно иллюстрируют оперативные приповерхностные характеристики для Каспийского моря, полученные в реальном времени. На рисунках показаны примеры полей скорости поверхностных течений по результатам моделирования для 06.00 UTC 09.10.2012 г. и 06.00 UTC 15.01.2013 г. (Рис. 6–7, слева) в стандартной выдаче расчета MARC для Каспийского моря и из открытой базы данных ЕСИМО, рассчитанных по модели Гидрометцентра (Попов и др., 2013).

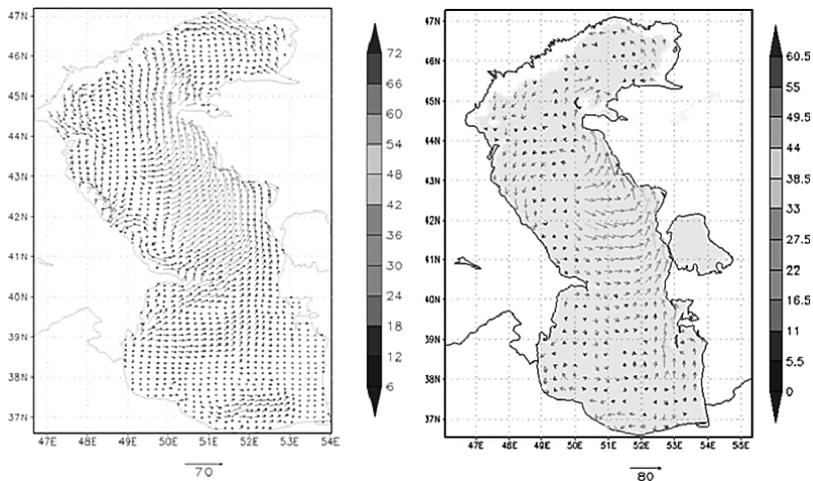


Рис. 6. Приповерхностные скорости течений по результатам расчета по модели INMOM (слева) и по ЕСИМО (справа) для 06.00 UTC 09.10.2012 г. Масштабы стрелок векторов течений показаны под рисунками.

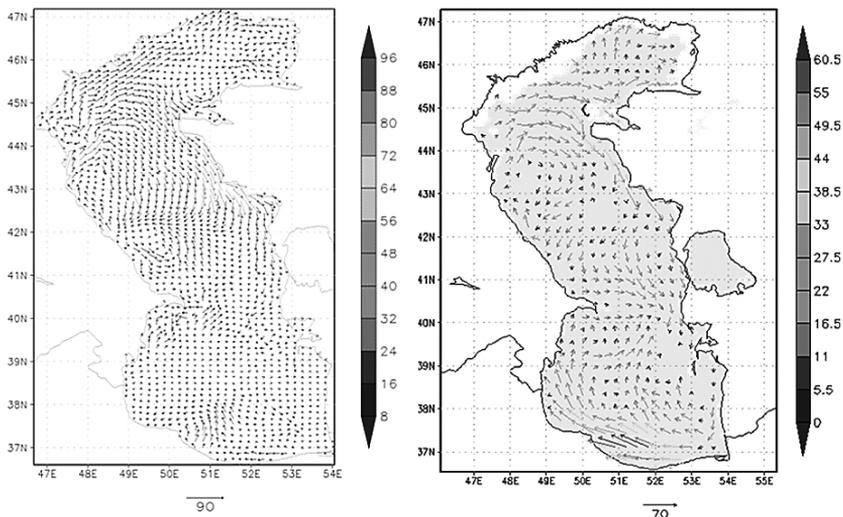


Рис. 7. Приповерхностные скорости течений по результатам расчета по модели INMOM (слева) и по ЕСИМО (справа) для 06.00 UTC 15.01.2013 г. Масштабы стрелок векторов течений показаны под рисунками.

Сравнение карт течений по модели INMOM с картами ветровой циркуляции по результатам расчета Гидрометцентра на Рис. 6 позволяет констатировать их хорошую согласованность и показывает, что основной вклад в циркуляцию делают ветровые течения. В октябре 2012 года в Средней части Каспийского моря формировался обширный циклонический круговорот. С восточной стороны он образуется северным струйным течением, расположенным над склоном шельфа и простирающимся от центральной части Южного до Северного Каспия. И сопровождается вытянутым в северном направлении языком относительно теплой воды вдоль восточного берега моря (Рис. 8). В Северном Каспии оно разворачивается к югу и следует к Апшеронскому п-ву в виде прибрежного течения. Севернее Апшеронского п-ва располагается циклонический вихрь, береговой сегмент которого составляет юго-западную периферию циклонического круговорота Северного Каспия. В Южном Каспии действует циклонический вихрь в северо-западной части и антициклонический – в центральной и южной глубоководных частях.

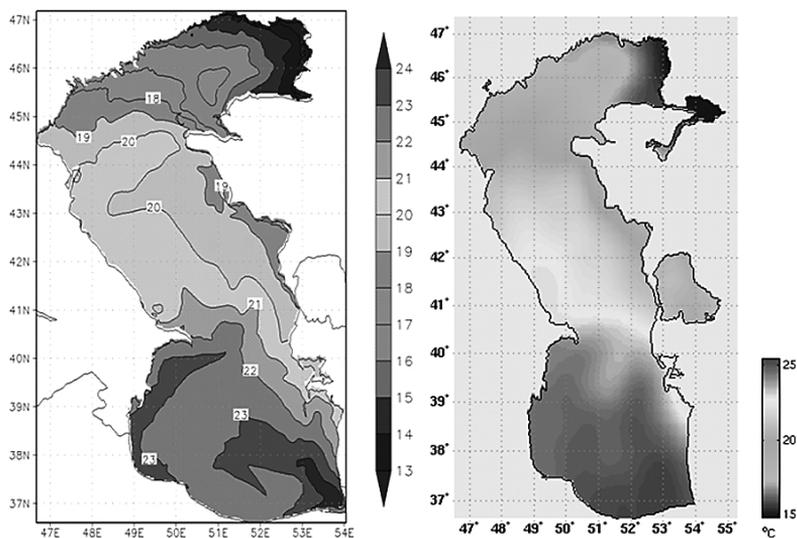


Рис. 8. Температура воды по результатам расчета по модели INMOM (слева) и по данным Гидрометцентра (справа) для 06.00 UTC 10.10.2012 г.

Система поверхностных течений моря изменчива, и отклик на изменение ветра может занимать всего несколько суток. В январе 2013 г. направление

ветра над морем привело к перестройке течений всего моря. В северной части Среднего Каспия формируется антициклон. В центральной части течения южного направления сталкиваются с северным течением, образуя слабое поверхностное течение вдоль западного берега и антициклонический вихрь севернее Апшеронского п-ва.

Обращает на себя внимание, что если в Северном и Среднем Каспии течения, рассчитанные по разным моделям, имеют хорошее согласие, то в Южном Каспии наблюдается их существенное различие. Очевидно, что это различие определяется ветровым форсингом. В MAPC оно рассчитывается с помощью негидростатической модели WRF с более высоким пространственным разрешением. В этом случае учитываются негидростатические эффекты, связанные с гористым рельефом, особенно важным для формирования ветрового поля в Южном Каспии. В модели Гидрометцентра для задания ветрового форсинга используется региональная гидростатическая модель Лосева. В этом случае приповерхностный ветер более сильно связан с приповерхностным давлением через геострофику.

На Рис. 9 показаны приповерхностные поля ветра на 06.00 UTC 09.10.2012 г. и 06.00 UTC 10.10.2012 г., т.е. ровно через сутки, рассчитанные в модели WRF и по формулам геострофического ветра по полю давления из этой же модели. Из этого рисунка видно, что поля ветра, рассчитанные разными способами, хорошо согласованы в Среднем и Северном Каспии. Однако в Южном Каспии они существенно различаются, что проявляется особенно в 06.00 UTC 09.10.2012 г. Это явно выражено у восточного и южного берегов, когда ветер, рассчитанный в модели WRF, имеет направление поперек изобар. Следует отметить, что в Южном Каспии берега представляют собой более гористую местность, чем в Среднем и Северном Каспии. Естественно, что это вносит существенный вклад в нарушение геострофичности прибрежного ветра, что и проявляется на Рис. 9.

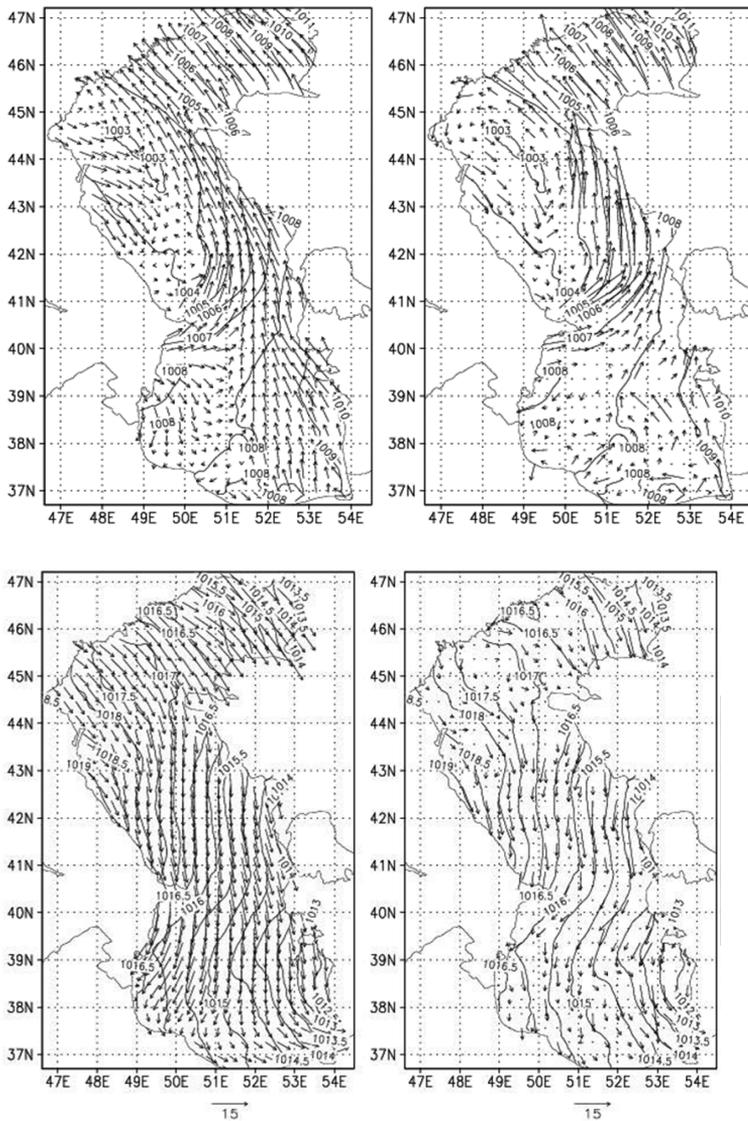


Рис. 9. Вверху: приповерхностное поле ветра на 06.00 UTC 09.10.2012 г. по результатам расчета WRF (слева) и рассчитанное по формулам геострофического ветра по полю давления из той же модели WRF. Внизу то же самое, но в срок 06.00 UTC 10.10.2012 г. Масштаб стрелок в см/с показан внизу.

Следует отметить резкую перестройку ветра, произошедшую за сутки. Сравнение карт ветра на Рис. 9 с картами течений на Рис. 6 показывает, что соответствующие поля течений связаны. Таким образом, можно сделать вывод о том, что для Южного Каспия необходимо использовать для расчета ветра негидростатические модели атмосферы типа WRF или COSMO.

На Рис. 10 показаны поля уровня моря для безледного периода на 06.00 UTC 09.10.2012 г. по результатам моделирования. Большой интерес вызывает водообмен между Средним и Южным Каспием. На Рис. 10 показаны поля уровня моря для безледного периода на 06.00 UTC 10.10.2012 г. по результатам моделирования. На этом рисунке видно, что согласно геострофическим представлениям, вдоль восточного берега происходит интегральный сток вод из Среднего Каспия моря в Южный, а у противоположного берега, наоборот, проявляется сток вод из Южного Каспия в Средний. Сток вод в Южный Каспий формируется северным течением. Это происходит не только в приповерхностном слое, но и в целом по глубине, о чем свидетельствует распределение уровня моря. При этом изменение уровня в Южном Каспии с его повышением с востока на запад точно соответствует северному ветру в соответствующий срок, показанный на Рис. 9.

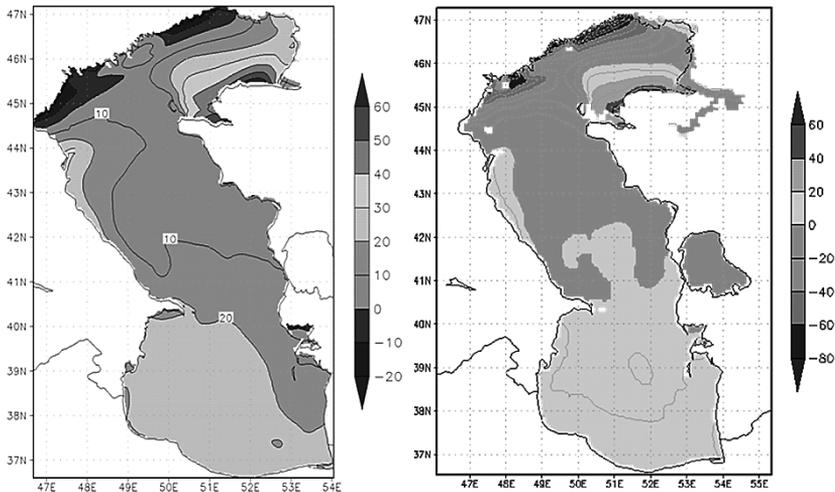


Рис. 10. Уровень моря по результатам расчета по модели INMOM и по данным Гидрометцентра для 06.00 UTC 10.10.2012 г.

Таким образом, модель INMOM вполне успешно воспроизводит динамику поверхностных циркуляционных течений в рамках работы системы MAPC.

Выводы

Для акватории Каспийского моря разработан комплекс гидродинамических моделей, объединенных в расчетный комплекс – MAPC – систему оперативного диагноза и прогноза. Система включает расчет атмосферного воздействия по модели WRF, расчет течений, уровня, температуры, солёности моря и морского льда по модели INMOM и расчет параметров волнения по РАВМ. Ранее в (Зырянов, 2015; Зырянов, 2016) было показано, что над котловинами в областях замкнутых изолиний ветер играет главную роль в формировании циркуляции вод. Использование данных реанализа и прогноза, как например, центра ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) в прогностических моделях не рекомендуется (Зырянов, 2016), т.к на сайте разработчика приведено критическое замечание относительно того, что иногда результаты расчетов полей ветра нельзя признать удовлетворительными для некоторых регионов, в частности для Средиземного и Каспийского морей. Этот факт служит основанием для критического отношения к данным реанализа поля ветра над Каспием, в результате чего в расчетах использовались параметры, рассчитанные по модели WRF.

Была проведена верификация всех рассчитываемых с помощью MAPC гидрометеорологических характеристик для Каспийского моря по данным наблюдений на стационарных станциях. Сравнения ветра, температуры воды, солёности, течений и уровня моря показали высокую степень адекватности модельных расчетов и наблюдений. Это говорит о применимости MAPC как для оперативных, так и для ретроспективных расчетов с целью определения режимов гидрометеорологических характеристик.

Приводятся результаты расчетов термогидродинамических характеристик за отдельные периоды с 2012 по 2013 г. Воспроизведена структура циркуляции Каспийского моря. Основу циркуляции Каспийского моря составляют северное и южное течения, которые хорошо воспроизводятся моделью INMOM. Показано, что основной вклад в циркуляцию Каспийского моря делают ветровые течения. Поверхностные течения над глубоководными районами Среднего и Южного Каспия меняют направление с северо-западного зимой на юго-западное летом в соответствии с преимущественно восточными ветрами зимой и северными ветрами летом. У восточного берега Среднего и Южного Каспия на поверхности в конце года формируется апвеллинг, а с апреля по сентябрь течение направлено на юг. На представленных картах

поверхностных течений хорошо просматривается действие апвеллинга в восточной части Среднего Каспия. Он обусловлен региональными ветрами северного направления. Ветровая природа северного течения вдоль восточного склона шельфа отражается, в частности, в том, что температура воды играет роль трассера этого течения, что также отражено на картах.

Обращает на себя внимание, что если в Северном и Среднем Каспии течения, рассчитанные по разным моделям, имеют хорошее согласие, то в Южном Каспии наблюдается их существенное различие. По-видимому, это различие определяется ветровым форсингом. В MAPC оно рассчитывается с помощью негидростатической модели WRF относительно высокого пространственного разрешения. В этом случае учитываются негидростатические эффекты, связанные с гористым рельефом, особенно важным для формирования ветрового поля в Южном Каспии. В модели Гидрометцентра для задания ветрового форсинга используется региональная гидростатическая модель Лосева. В этом случае приповерхностный ветер сильнее связан с приповерхностным давлением через геострофику. Выполнен расчет приповерхностного поля ветра на 06.00 UTC 09.10.2012 г. и 06.00 UTC 10.10.2012 г. по модели WRF и по формулам геострофического ветра по полю давления из этой же модели. Показано, что поля ветра, рассчитанные разными способами, хорошо согласованы в Среднем и Северном Каспии. Однако, в Южном Каспии они существенно различаются. Особенно это заметно у восточного и южного берегов, когда ветер, рассчитанный в модули WRF, имеет направление поперек изобар. Следует отметить, что в Южном Каспии берега представляют собой более гористую местность, чем на Среднем и Северном Каспии. Естественно, что это вносит существенный вклад в нарушение геострофичности прибрежного ветра, что и проявляется на Рис. 9. Сравнение карт ветра на Рис. 9 с картами уровня на Рис 10 показывает, что соответствующие поля течений связаны. Таким образом, можно сделать вывод о том, что для Каспийского моря необходимо использовать для расчета ветра негидростатические модели атмосферы типа WRF или COSMO. Это особенно актуально для Южного Каспия.

Авторы выражают признательность Григорьеву А.В. за предоставленные данные. А также выражают признательность Попову С.К. за полезные консультации при подготовке статьи.

Работа выполнена при поддержке РНФ Соглашение № 14-17-00740.

MODELING THE OF THE CASPIAN SEA CIRCULATION USING MARINE AND ATMOSPHERIC CALCULATIONS OF SYSTEM MARS

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

This paper describes a system for numerical calculations the MARS (Marine and Atmospheric Calculations System) for hydro-meteorological characteristics of the Caspian sea, realized in the "State Oceanographic Institute by N.N. Zubov". It includes the calculation of atmospheric impact for the model WRF (Weather Research and Forecasting model), calculation of flows, levels, temperature, salinity sea-ice using the model INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) and calculation of wind-wave parametres using the model RAVM (Russian Atmospheric and Wave Model). The results of verification are presented.

Литература

1. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М. Физматлит, 2013. 272 с.
2. Дианский Н.А., Фомин В.В., Жохова Н.В., Коршенко А.Н. Расчёт течений и распространения загрязнения в прибрежных водах Большого Сочи. // Известия РАН, ФАО. 2013. Т. 49. №6. с. 664–675.
3. Дианский Н.А., Фомин В.В., Борисов Е.В., Кабатченко И.М., Гусев А.В. Расчет и анализ течений в период шторма 22 - 28.03.2013 в северо-восточной части Черного моря // Известия РАН, ФАО. 2016 (в печати).
4. Ибраев Р.А. Математическое моделирование термогидродинамических процессов в Каспийском море – М.: ГЕОС, 2008 – 128 с.
5. Ибраев Р.А., Курдюмов Д.Г. Чувствительность сезонной изменчивости циркуляции вод Каспийского моря к параметризации вертикального перемешивания в модели гидродинамики // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003 Т. 39. № 6. с. 849–856.
6. Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. Вихреразрешающая $1/10^\circ$ модель Мирового океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. №1. с. 45–55.
7. Кабатченко И.М., Матушевский Г.В., Резников М.В., Заславский М.М. Моделирование ветра и волн при вторичных термических циклонах на Черном море// Метеорология и гидрология. 2001. № 5. с. 61–71.

8. Кныш В.В., Ибраев Р.А., Коротаев Г.К., Инюшина Н.В. Сезонная изменчивость климатических течений Каспийского моря, восстановленных ассимиляцией климатической температуры и солености в модели циркуляции вод // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 2. с. 251–265.
9. Макоско А.А. Гидрометеорологическое обеспечение плавания по трасам Северного морского пути. Арктика // Экология и экономика. 2013, №3(11), с. 40–49.
10. Попов С.К., Лобов А.Л. Моделирование пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря в 1948–1994 гг. // Труды Гидрометцентра России. 2013. Вып. 350. с. 68–87.
11. Зырянов В.Н. Гидродинамические основы формирования крупномасштабной циркуляции вод Каспийского моря. 1. Асимптотическая теория // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 6. с. 600–612
12. Зырянов В.Н. Гидродинамические основы формирования крупномасштабной циркуляции вод Каспийского моря. 2. Численные расчеты // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 2. с. 1–15
13. Blumberg, A.F., and G.L. Mellor. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. Three-dimensional coastal ocean models, Coastal and Estuarine series, ed. Moores. 1987. V. 4. P. 1–16.
14. Brydon D., San S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // J. Geoph. Res. 1999. V. 104. No. C1. P. 1537–1540.
15. Ibrayev R.A., Sarkisyan A.S., Trukhchev D.I. Seasonal variability of circulation in the Caspian Sea reconstructed from normal hydrological data // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2001. T. 37. № 1. с. 96–98.
16. Ibrayev R.A., Özsoy E., Schrum C., Sur H.I. Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea INTERACTION // Ocean Science. 2010. T. 6. № 1. с. 311–329.
17. Large, W., Yeager, S., 2008. The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set. *Clim Dyn*, 2008, 24 p.
18. Lebedev V.I. An introduction to functional analysis and computational mathematics. - Birkhauser. 1997.
19. Marchuk G.I., Rusakov A.S., Zalesny V.B., Diansky N.A. Splitting Numerical Technique with Application to the High Resolution Simulation of the Indian Ocean Circulation // Pure appl. geophys. 2005. V. 162. p. 1407–1429.
20. Pacanovsky R.C., Philander G. Parametrization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. p. 1442–1451.

21. Pacanovsky, R.C., Griffies S.M. The MOM 3 Manual. Geophysic Fluid Dynamics Laboratory. USA, Princenton: NOAA, 2000. 680 p.
22. Shchepetkin, A.F., McWilliams J.C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*. 2004. V. 9. 347-404.
23. Skamarock A Description of the Advanced Research WRF, Version 3 - NCAR Technical Notes, 2008.
24. Zakharov V.E., Zaslavskii M.M., Kabatchenko I.M., Matushevskii G.V., Polnikov V.G. Conceptually new wind-wave model. - In: «The wind-driven air-sea interface electromagnetic and acoustic sensing, wave dynamics and turbulent fluxes», Sydney, Australia, 1999. p.159–164.
25. Zalesny V.B., Diansky N.A., Fomin V.V., Moshonkin S.N., Demyshev S.G. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov. *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. 2012. V.27, №1. p. 95–111.
26. Zalesny V.B., Marchuk G.I., Agoshkov V.I., Bagno A.V., Gusev A.V., Diansky N.A., Moshonkin S.N., Tamsalu R., Volodin E.M. Numerical simulation of large-scale ocean circulation based on the multicomponent splitting method // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*. 2010. V. 25. № 6. p. 581-609.

ПРИМЕНЕНИЕ МОДИФИЦИРОВАННОЙ ТЕОРИИ ПОДОБИЯ К МОДЕЛИРОВАНИЮ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ОКЕАНА

К.Ю. Булгаков¹, М.С. Молчанов²

¹ Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им П.П. Ширшова РАН

² Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Рассмотрена схема турбулентного перемешивания в океане, основанная на теории подобия. Проведены результаты климатических расчётов с моделью глобальной циркуляции океана, в которой применялась как вышеупомянутая схема, так и схема, основанная на уравнении кинетической энергии турбулентности. Показано, что применение схемы, основанной на теории подобия, позволило в целом улучшить воспроизведение вертикального распределения температуры.

Введение

Вертикальное распределение гидрологических переменных в верхнем слое океана формируется в основном турбулентным и конвективным перемешиванием. Определяя температуру поверхности и глубину проникновения ветрового импульса, эти процессы оказывают существенное влияние на потоки тепла и влаги в атмосферу, а также на интенсивность дрейфовых течений. Таким образом, турбулентная диффузия и конвекция являются погодо- и климатообразующими процессами, и их реалистичное воспроизведение необходимо для успешности экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы и океана.

Современное состояние проблемы

Хотя до настоящего времени было создано несколько десятков алгоритмов расчета вертикального турбулентного обмена, нельзя полагать, что эта проблема достигла убедительного решения. Модели эволюции интегрального перемешанного слоя типа [12] не воспроизводят эволюцию термоклина и требуют дополнительных схем для расчета диффузии импульса. Способ расчета коэффициента турбулентности как функции от числа Ричардсона из [17] чрезмерно упрощает процессы. Другой метод из [13], хотя и претендует на воспроизведение большого количество механизмов перемешивания, как в квазиоднородном слое, так и в термоклине, но он достаточно громоздкий и, что самое главное, имеет в основе необоснованное предположение – постоянство потока массы с глубиной. Наиболее популярные в настоящее время

алгоритмы, основанные на уравнении кинетической энергии турбулентности (например [7]), также имеют существенный недостаток: единственный механизм генерации энергии турбулентности в данных схемах – сдвиг скорости течения. Данные схемы прямо заимствованы из теории атмосферного пограничного слоя, и не учитывают как разницы сред, так и некоторых особенностей циркуляции.

Схема на основе теории подобия

Теория подобия [4,6] успешно используется для описания приземного слоя атмосферы, однако её основные принципы могут быть применены и к океану. Для этого необходимо учесть разницу термодинамических свойств обеих сред, что было впервые сделано в [8]. В этой работе показано, что, вследствие высокой термической инерции верхнего слоя океана, поток тепла даже в квазиоднородном слое изменяется с глубиной и не может быть использован в качестве внешнего управляющего параметра. В [8] была предложена следующая формулировка теории подобия для верхнего слоя океана:

$$D(t, z) = D_* f\left(\frac{g}{\rho_0} \rho(z, t), v_*, z\right). \quad (1)$$

$D(t, z)$ может быть любой динамической характеристикой турбулентности: кинетической энергией, скоростью диссипации, или коэффициентом обмена, D_* – характерный масштаб для $D(t, z)$ (имеющий такую же размерность), ρ – потенциальная плотность.

На основе (1) в [8] был предложен способ расчета коэффициента турбулентности в верхнем слое. В [2,3] схема была успешно апробирована, а также подверглась некоторым модификациям. При этом все возможности улучшения метода не были исчерпаны. Предлагается дальнейшая модификация схемы [2,3,8] состоящая в следующем: коэффициент турбулентности представляется как сумма двух компонент, $k = k_w + k_{ii}$, где k_w – определяет перемешивание, генерируемое потоком турбулентной энергии из атмосферы, а k_{ii} — конвективное приспособление.

$$k_w = \frac{Kv_*(z+z_0)}{(a+b\sigma^2+ce^\sigma)}(1+\alpha St)^{-\beta}, \sigma = \left(\frac{z}{\frac{Kv_*}{\lambda}} \right). \quad (2)$$

$$\begin{cases} St = \frac{g}{\rho_0 v_*^2} \int_{z(\min(\rho))}^H (\rho(z) - \min(\rho)) dz, z \geq z(\min(\rho)), \\ St = 0, z < z(\min(\rho)) \end{cases} \quad (3)$$

где ρ – потенциальная плотность, κ – постоянная Кармана, v_* – динамическая скорость, z_o – параметр шероховатости, λ – параметр Кориолиса, α , β , и a , b , c – константы. Для нахождения последних трех констант использовалась аппроксимация профиля k , полученного с помощью стационарной модели планетарного пограничного слоя для нейтральной стратификации [1] (Рис. 1). Таким образом, при безразличной устойчивости ($St = 0$), (2–3) будет давать результат, который полностью соответствует общепринятой теории пограничных слоев.

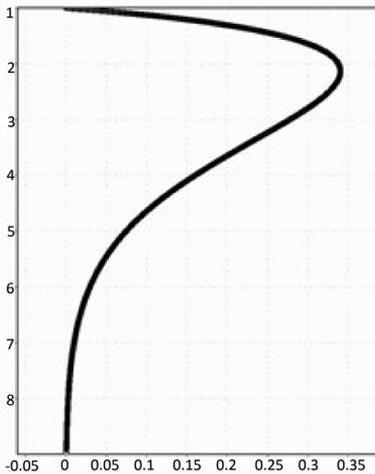


Рис. 1. Вертикальное распределение безразмерного коэффициента турбулентности в зависимости от безразмерной глубины $z / (\frac{\kappa v_*}{\lambda})$

При устойчивой стратификации ($St > 0$) k_w будет приближаться к 0 быстрее, но подгоночные коэффициенты α , β позволяют настроить схему таким образом, чтобы сохранять реалистичный турбулентный обмен в сильно стратифицированных слоях.

Для расчёта k_w находится минимальная глубина, на которой выполняется следующее условие:

$$\frac{1}{z} \int_0^z \rho(z) dz \leq \rho(z + dz). \quad (4)$$

Эта глубина считается глубиной неустойчивого слоя z_{mix} , а интеграл ρ_M

$$\rho_M = \frac{1}{z_{mix}} \int_0^{z_{mix}} \rho(z) dz, \quad (5)$$

плотностью перемешанного слоя.

Далее рассчитывается интегральная функция неустойчивости Ut и k_u :

$$\begin{cases} Ut = \frac{g}{\rho_0} \int_0^z (\rho(z) - \rho_M) dz, z \leq z_{mix} \\ Ut = 0, z > z_{mix} \end{cases}, \quad (6)$$

$$k_u = \gamma z_{mix} \sqrt{Ut}, \quad (7)$$

где γ – константа.

Эксперименты с глобальной моделью океана

Для тестирования была выбрана глобальная модель океана института Арктики и Антарктики [5, 16]. Модель написана для двух типов сеток – сферической и прямоугольной. Прямоугольная сетка используется для расчета циркуляции в полярных и прилегающих к ним районах. Сферическая геометрия используется для расчета циркуляции Мирового океана южнее 65° с.ш. Севернее этой параллели задача решается на прямоугольной сетке. Разрешение модели составляет 1 градус по широте и 2 градуса по долготе для сферической геометрии и 28 километров для прямоугольной. По вертикали океан разбивается на 78 слоев (z – система координат) различной толщины от 10 метров у поверхности до 100 метров в глубине. Численная схема сочетает в себе явные схемы на этапе вычисления адвекции и горизонтальной диффузии и неявные алгоритмы при расчете вертикальной диффузии и свободной поверхности. Для аппроксимации адвективных членов используется схема третьего порядка точности по пространственным координатам [9]. Для воспроизведения эволюции ледяного покрова используется термодинамическая модель Хиблера [10, 11] с вязко-пластической реологией. Атмосферное воздействие в модели задавалось 6-часовыми полями ветра на уровне 10 метров и среднесуточными полями температуры, облачности,

осадков и влажности на основе реанализа NCEP [15]. В первоначальном варианте модели для расчета коэффициента турбулентности использовался алгоритм на основе уравнения кинетической энергии турбулентности, которое замыкалось гипотезой Колмогорова-Обухова для диссипации. Масштаб турбулентности вычислялся по формуле Монтомгери с учетом стратификации.

$$l = l_0(1 - \alpha_r Ri)$$

$$l_0 = \frac{\chi}{H} Z_H Z_\zeta Z_0$$

$$Z_0 = 1 - \beta_1 H^{-2} Z_H Z_\zeta$$

где H – глубина, Z_H – расстояние от дна до расчетной точки, Z_ζ – расстояние от поверхности до этой же точки, Ri – число Ричардсона, χ – постоянная Кармана, β_1 , α_r – подгоночные коэффициенты.

Модель участвовала в ряде проектов, была неоднократно апробирована и откалибрована (все подгоночные коэффициенты были приведены к оптимальным значениям). Поэтому тестирование схемы, основанной на теории подобия, будет особенно показательно именно в данной, хорошо отлаженной модели, которая в своем первоначальном варианте исчерпала возможности для дальнейшего улучшения.

Схема (2)–(7) была внедрена в эту модель, были проведены два 10-летних эксперимента с 1994 по 2004 год (в качестве данных наблюдений был использованы данные атласа Левитуса [14]). Один расчет был проведен с первоначальным вариантом модели (в дальнейшем В-эксперимент), другой, с использованием схемы на основе теории подобия (в дальнейшем ТП – эксперимент).

Наибольшие изменения в результатах при использовании разных схем вертикального перемешивания проявились в вертикальной структуре температуры. Так как схема на основе теории подобия, исходя из её формулировки, может использоваться только в верхнем слое океана, были проанализированы широтные разрезы от поверхности до глубины 100 метров.

Ниже продемонстрировано распределение среднеквадратической ошибки (разницы между данными наблюдений и результатами экспериментов) с двумя вариантами модели по трем разрезам, для Атлантического (10° з.д.), Тихого (160° в.д.), и Индийского (90° в.д.) океанов.

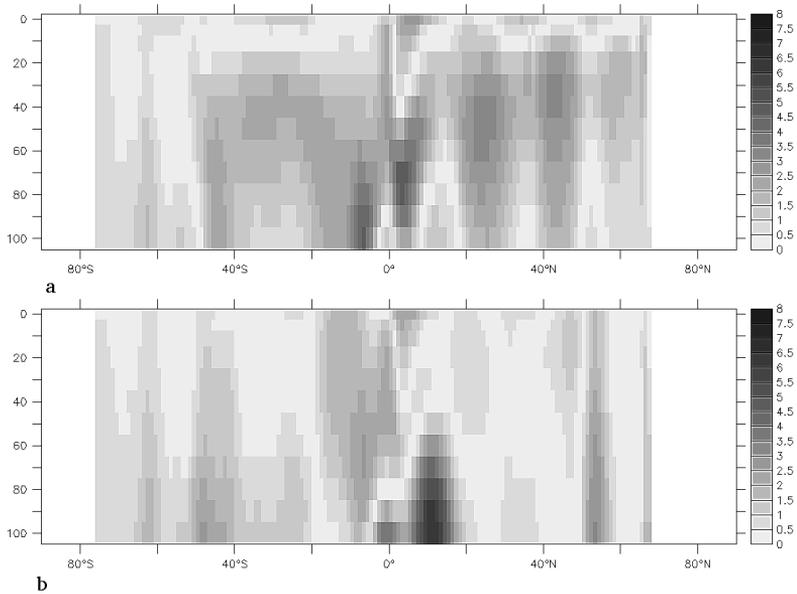


Рис. 2. Широтное распределение среднеквадратической ошибки воспроизведения температуры в слое 0–100 м в Атлантическом океане (10° з. д.): а) В – эксперимент, б) ТП-эксперимент.

На Рис. 2 видно, что применение схемы, основанной на теории подобию, позволило улучшить воспроизведение температуры. Особенно хорошо это проявилось в зоне умеренных широт обоих полушарий. Вместе с тем, некоторое ухудшение результатов отмечено в тропической и экваториальной зонах северного полушария на глубинах от 80 до 100 метров.

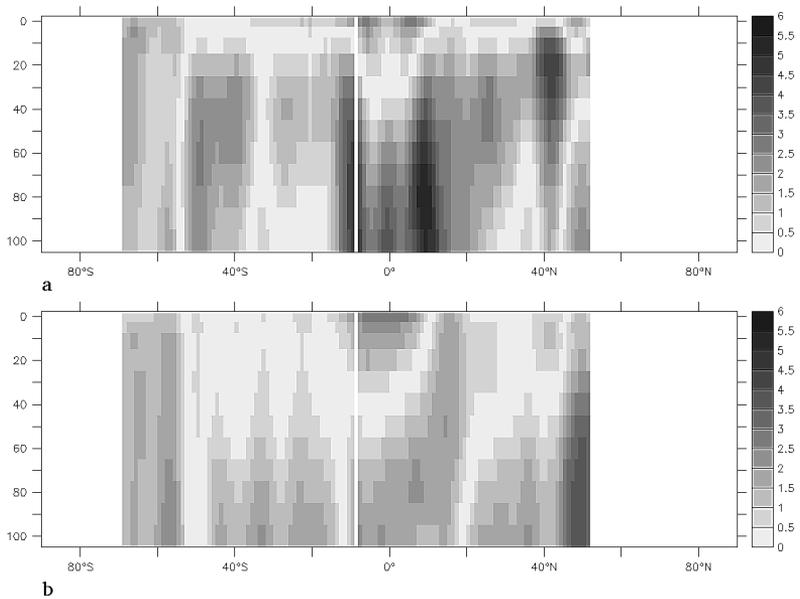


Рис. 3. Широтное распределение среднеквадратической ошибки воспроизведения температуры в слое 0–100 м в Тихом океане (160° в. д.). а) В – эксперимент, б) ТП-эксперимент.

Распределение температуры в Тихом океане также лучше воспроизведено ТП-экспериментом (Рис. 3). Можно отметить, что использование схемы на основе теории подобия позволило уменьшить ошибку в экваториальной зоне с 5 до 2 градусов. Значительное преимущество ТП-эксперимент показывает в тропических и субтропических широтах южного полушария. Ухудшение результатов, при использовании схемы на основе теории подобия по отношению к первоначальному варианту модели было отмечено в умеренных широтах северного полушария на глубинах от 60 до 100 метров.

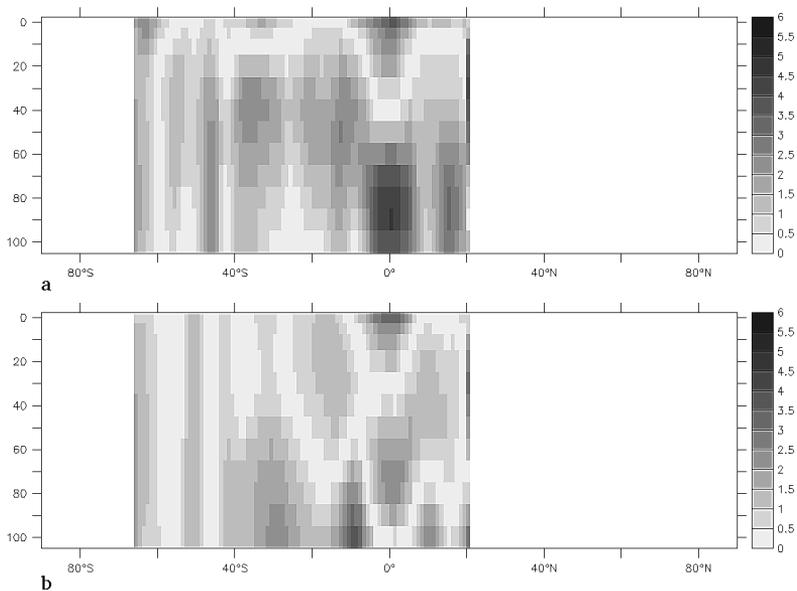


Рис. 4. Широтное распределение среднеквадратической ошибки воспроизведения температуры в слое 0–100 м в Индийском океане (90° в. д.): а) В – эксперимент, б) ТП-эксперимент.

Вертикальная структура в верхнем слое Индийского океана также лучше воспроизведена в ТП – эксперименте (Рис. 4). Использование схемы на основе теории подобия позволило уменьшить ошибку в умеренных широтах южного полушария, можно отметить уменьшение ошибки на поверхности. Увеличение ошибки в ТП – эксперименте, относительно В – эксперимента, наблюдается на нижней границе представленной области, в районе 10° ю.ш.

В целом можно отметить, что схема, построенная на основе теории подобия, успешнее воспроизводит вертикальное распределение температуры в слое от поверхности до 60 метров и в тропических и субтропических широтах т.е. схема хорошо описывает эволюцию структуры квазиперемешанного слоя и верхнего термоклина. Некоторое ухудшение результатов при использовании ТП-схемы, наблюдалось на глубинах от 60 до 100 метров в тропической зоне Индийского и Атлантического океанов. По-видимому, это связано с тем, что в указанных областях вертикальное турбулентное перемешивание генерируется внутренним механизмом, не связанным с потоком энергии через поверхность и неучтенным в представленной схеме. Т.е. схема нуждается

ся в дополнении алгоритмом для перемешивания водных масс, лежащих ниже сезонного термоклина.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №14-05-3136.

APPLICATION OF THE MODIFIED SIMILARITY THEORY TO THE MODELLING OF MIXING IN THE UPPER OCEAN

K.Yu. Bulgakov¹, V.S. Molchanov²

Ocean turbulent mixing scheme based on similarity theory is considered. Results of experiments with global ocean model which used above mentioned scheme and scheme based on kinetic turbulent energy equation are given. It's shown that applying of scheme based on similarity theory improves simulation of temperature vertical distribution.

Литература

1. Бобылева И.М. Расчет характеристик турбулентности в планетарном пограничном слое атмосферы // Труды ЛГМИ. Вып. 40. с. 3-63.
2. Булгаков К.Ю. Расчеты эволюции теории океана, основанные на теории подобия // Известия РАН. Океанология. 2012. Т 52. № 3. с. 335-347.
3. Булгаков К.Ю., Молчанов М.С. Испытание схемы турбулентного перемешивания, основанной на теории подобия, в модели Балтийского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2011. Т.14, № 4. с. 71–79.
4. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР. 1954. Т. 151. № 24. с. 163–187.
5. Неелов И.А., Данилов А.И., Клепиков А.В., Малек В.Н. Новые диагностические расчеты циркуляции Южного океана. // В Сб. «Результаты исследований Антарктики». СПб: Гидрометеоздат, 1995. с.26-29.
6. Обухов А.М. Турбулентность в температурно-неоднородной атмосфере // Тр. Института теоретической геофизики АН СССР. 1946. Т.1. с. 95–115.
7. Burchard. H., Baumert. H. On the performance of a mixed-layer model based on the k-ε turbulence closure // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № 5. p. 8523-8540.

8. Chalikov D. Similarity theory and parameterization of mixing in the upper ocean // *Environmental Fluid Mechanics*. 2004. V. 4. p. 385-414.
9. Fujii K., Obayashi S., Use of high resolution upwind scheme for vertical flow simulations // *AIAA papers 89-9555-CP*. 1989.
10. Hibler III W.D. A dynamic thermodynamic sea ice model // *J. Phys. Oceanogr.* 1979. V. 9. p. 815-846.
11. Hibler III W.D., Bryan K. A diagnostic ice-ocean model // *J. Phys. Oceanogr.* 1987. V. 17. p. 987-1015.
12. Kraus E.B., Turner J.S. A one-dimensional model of the seasonal thermocline. Pt II: The general theory and its consequences // *Tellus*. 1967. V. 19. № 1. p. 98-106.
13. Large W.G., McWilliams J.C., Doney S.C. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization // *Reviews of Geophysics*. 1994. V. 32. № 4. p. 363–403.
14. Locarnini R.A., A.V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O.K. Baranova, M. M. Zweng, C. R. Paver, J. R. Reagan, D. R. Johnson, M. Hamilton, and D. Seidov, 2013. *World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.
15. National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce. 1995, updated quarterly. NCEP/NCAR Global Reanalysis 8-day Forecast Products. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <http://rda.ucar.edu/datasets/ds090.1/>.
16. Neelov I.A. A model of the Arctic ocean circulation. - Proc. Of the ACSYS Conf. on the Dynamics of the Arctic Climate System (Goteborg, Sweden, 7-10 November 1994). WCRP-94, WMO/TD-№.760. September 1996. p. 446-450.
17. Pacanovsky R.C., Philander G. Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V.11. № 11. p. 1442-1451.

ИНЕРЦИОННАЯ ДИНАМИКА ВЕРХНЕГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ МОРЯ

Е.В.Борисов¹, В.В.Фомин^{1,2}

¹ ФГБУ «Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова» (ГОИН)

² ФГБОУ ВПО Московский Физико-Технический институт (МФТИ)

В работе представлены результаты анализа инерционной динамики течений в верхнем слое моря на примере, связанном с прохождением сильного шторма 22–28 марта 2013г. в северо-восточной части Черного моря (ЧМ). Данные о структуре течений получены с применением гидродинамической модели INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), реализованной для всей акватории ЧМ с шагом \sim (4 км) (Дианский и др., 2013). Сильный ветер в период прохождения шторма наблюдался в узкой полосе, его направление изменялось в пределах второго – третьего квадрантов (юго-запад, юг), а скорость достигала $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и выше. В начальный период шторма скорость течения в зоне его действия резко возросла до $70\text{--}100 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$ и более, что совпало с повышением уровня моря у берега на 16 см. Проведенные на этот период времени расчёты высоты ветрового волнения с помощью модели РАВМ показали резкий рост его интенсивности, который и привёл к разрушению берегоукрепительных сооружений в Сочи. Затем, спустя несколько часов, течения в слое 0–30м перестали соответствовать штормовому ветру, в среднем сохранявшему направление, и расчётному распределению уровня моря, резко изменяя направление и скорость, формируя вихревые образования вдоль побережья и во всей восточной части моря. Однако при осреднении за весь период шторма (23–28 марта) пространственное распределение поверхностных течений явно обнаруживает связь с осреднённым распределением уровня моря. Период колебаний скорости течения в активном слое близко соответствовал частоте Кориолиса и в среднем составил около 18 час, однако слой скачка плотности на глубине несколько ниже 30 м при этом оставался практически неподвижным и течения в нём почти не испытывали колебаний. В то же время поведение меридиональной составляющей скорости течения в районе с размытым полем уровня моря указывало на возникновение выраженных вертикальных колебаний в верхнем слое и ниже пикноклина. В статье содержатся результаты анализа модельных данных преимущественно в диапазоне инерционных масштабов.

Введение

23–28 марта 2013 г. практически вся акватория Чёрного моря находилась в пределах южной периферии крупного циклона, сопровождавшегося резким усилением ветра. Наиболее сильный ветер наблюдался в полосе, пересекавшей Чёрное море с юго-запада и запада на восток и север, и вышедшей к побережью северо-восточной части моря с направлением на север в районе

Сочи. Скорость ветра в течение указанного срока достигала 20 м/с и выше, что привело в начальной фазе шторма к повышению уровня моря на 16 см и к выраженному росту ветрового волнения и вызвало разрушение береговых сооружений (Рис. 1).



Рис. 1. Просадка и разлом элементов берегозащитных конструкций.

Затем уровень моря понизился у берега до + (4–6) см и, несмотря на продолжавшийся штормовой ветер, практически оставался неизменным, испытывая слабо выраженные локальные вариации. Это явление вызвало закономерный интерес, в связи с чем, была предпринята попытка смоделировать наблюдавшуюся ситуацию с помощью численной модели ИНМОМ. Параметры этой модели и особенности её структуры представлены в (Zalesny et al., 2011, Дианский и др., 2013). Результаты расчётов показали, что скорость течения в верхнем однородном слое (ВКС) при этом достигала 1 м/с и выше и практически не коррелировала с уровнем моря, что естественным образом привело к заключению об инерционной природе течений. Этот вывод подтверждался и тем, что течения в пределах ВКС имели выраженную периодичность с положительным сдвигом частоты по вертикали в пределах 2–6% от реальной инерционной на широте 43° N (соответствует периоду 17,6 час.).

Постоянная скорость ветра, естественно, в течение половины инерционного вращения вектора скорости работает на генерацию её орбитальной составляющей, в основном совпадая с ней по направлению, а в течение другой

половины – на её разрушение. Следует отметить, что колебания скорости течения на инерционной частоте, вообще говоря, не гарантируют их исключительно инерционную природу, что связано с постепенным восстановлением геострофического баланса, сопряжённым с усилением геострофической составляющей скорости течения на частоте f в слое, подверженном переменному воздействию ветра, которое нарушает этот баланс (Pollard, 1970). В связи с этим упомянем отмеченное автором изменение соотношения амплитуд чисто инерционных колебаний с колебаниями геострофического происхождения на инерционной частоте при длительном постоянном воздействии ветра на водную поверхность. На начальном этапе амплитуда чисто инерционных колебаний явно превосходит амплитуду геострофических колебаний, но со временем (порядка двух – трёх суток) это соотношение меняется на противоположное.

Инерционными называют колебания скорости течения на частоте Кориолиса f , обусловленные инерционным вращением вектора скорости. В научной литературе имеется классическое определение инерционных колебаний, согласно которому инерционные колебания обладают следующими внешними признаками (Праудмэн, 1957):

1. «Все круговые траектории имеют свои центры на одной и той же вертикали; в этом случае вода движется, как твёрдое тело с угловой скоростью $2\omega \sin\varphi$ (φ – географическая широта места).
2. Все частицы на горизонтальной поверхности имеют одну и ту же скорость в одно и то же время; в этом случае вода на горизонтальной поверхности движется, как жёсткая пластина...».

Согласно (Монин и др., 1974), инерционные колебания скорости течения горизонтальны в однородном слое, имеют круговую поляризацию и представляют собой внешнее проявление орбитального движения инерционных волн, формируемых в поле скорости под действием вращения планеты.

Заметим, что если бы выполнялось правило 1), то направления векторов скорости на противоположных концах диаметра зоны вращения было бы противоположным. Внешне такое вращение иногда образует видимый вихрь на поверхности моря, имеющий в Чёрном море пространственные масштабы в диапазоне от десятков до сотен километров. Однако правило 2) исключает возможность такого вращения, поскольку при его соблюдении горизонтальные градиенты скорости внутри зоны вращения отсутствуют, и вертикальная составляющая вихря скорости обращается в 0 в соответствии с законом неразрывности потока. В нашем случае зона вращения меняет место и размеры. Может быть вращающаяся «пластина» находится на периферии зоны вращения, центр которой находится за её пределами. Но тогда она должна вращаться как целое вокруг центра, описывая замкнутую кривую. В общем,

представить себе геометрию вращения довольно сложно. Попытки её построения пока успехом не увенчались.

Согласно (Bell, 1978), фазовая скорость инерционных волн перпендикулярна их групповой скорости, которая совпадает с направлением потока энергии. Инерционные волны могут существовать в частотном диапазоне $0 \leq 2f$. Более того, их частота определяется направлением их движения. Волны, распространяющиеся перпендикулярно оси вращения, имеют $\omega = 0$ и часто называются геострофическими модами. Инерционные волны, распространяющиеся параллельно оси вращения, имеют частоту $\omega_{\max} = 2f$. На сфере инерционные волны вынуждены иметь дискретные частоты в указанном диапазоне, поскольку в нём имеются промежутки, в которых они не могут существовать. Речь идёт, по всей видимости, об инерционных волнах в стратифицированной среде с произвольным углом наклона изолиний равной плотности. В нашем случае в верхнем слое они параллельны поверхности, так что должны распространяться в горизонтальной плоскости (что подтверждается модельными данными) и иметь частоту $\omega = 2f$ (что не соответствует результатам расчётов).

Результаты исследований инерционных колебаний в водах океанов и морей содержат ряд других противоречий. Так, в (Монин и др., 1974) отмечается их локальный характер, что подтверждается выраженной перемежаемостью свободных колебаний в океане и быстрым падением корреляции скорости в горизонтальном направлении. По вертикали эти колебания имеют максимум амплитуды в слое скачка плотности и сохраняют высокую когерентность вплоть до глубины порядка полутора километров. Однако, результаты численных расчётов динамики вод Чёрного моря в период шторма 22–28 марта 2013 г. в районе Сочи не соответствуют приведенным выше выводам. Практически вся энергия инерционных колебаний горизонтальных компонент скорости сосредоточена в верхнем квазиоднородном слое (ВКС). На нижней границе слоя они затухают. Ниже пикноклина инерционные колебания горизонтальных компонент скорости проявляются локально, но весьма своеобразно, о чём речь впереди. Существует возможность их выраженной модуляции ветром при шторме. В (Pollard, 1970) на основании качественного анализа результатов наблюдений утверждается, что усиление или разрушение инерционных колебаний горизонтальной скорости течения происходит преимущественно под влиянием изменений скорости ветра, имеющих частоту более высокую, чем f , и, соответственно, меньшие пространственные масштабы. Это приводит к выраженной перемежаемости инерционных колебаний в верхнем слое. Поэтому наблюдаемый эффект передачи энергии от внезапного изменения скорости и направления ветра значительно выше, чем воздействие постоянного штормового ветра, сохраняю-

щего свои характеристики в течение нескольких суток. Автор отмечает, что присутствие высокочастотных колебаний скорости ветра усиливает инерционные колебания скорости течения в верхнем слое океана. В соответствии с положениями классической теории колебаний такой характер действия внешней силы способствует установлению их автомоделного режима (Хайкин, 1971). Инерционные колебания и при шторме тоже являются локальными, но при этом характер их локальности зависит от распределения скорости возбуждающего их ветра (Зацепин и др., 2011). На Рис. 4 легко видеть, что амплитуда инерционных колебаний в ВКС практически следует за изменениями максимальных значений скорости ветра с запаздыванием на 4–6 часов. Фаза вращения вектора скорости течения на каждом горизонте остаётся постоянной в пределах пространства, определяемого масштабами изменчивости поля скорости ветра. При ослаблении ветра в ВКС в поле скорости течения появляются устойчивые центры инерционного вращения (Зацепин и др., 2011). В ряде зарубежных работ утверждается, что инерционные колебания скорости течения изменяют частоту при прохождении через крупномасштабные геострофические структуры и через вихревые поля инерционных и более мелких масштабов (D'Azaro, 1985; Danioux et al., 2002 и др.). Это приводит к расширению инерционного максимума в частотном спектре скорости и к появлению так называемых «околоинерционных волн». В нашем случае следует учитывать, что структура ВКС не является однородной: на глубине около 5 м наблюдается слабо выраженный слой скачка условной плотности (Рис. 5), что тоже может быть причиной сдвига частоты с глубиной. Вместе с тем в ряде работ указано, что сдвиг фаз инерционных колебаний в пределах верхнего однородного слоя отсутствует. В (Pollard, 1970) в связи с этим упоминается даже одна из ранних работ Экмана. С падением скорости ветра в прибрежном пограничном слое образуются видимые вихри с масштабами от одного километра (в непосредственной близости от берега) до десятков километров (дальше от берега и до ОЧТ). За пределами ОЧТ размер вихрей увеличивается до сотни километров (Зацепин и др., 2011). Авторы утверждают, что при сильном ветре вихри разрушаются, и поле течений становится более однородным. Однако расчёты показывают, что и при сильном ветре тоже происходит генерация вихрей, но они в основном не имеют замкнутого характера, образуя пространственные неоднородности, разделённые зонами однонаправленных потоков, имеющих вид локальных струй (Рис. 3). Время их существования сокращается, они становятся менее устойчивыми, что создаёт впечатление стохастизации поля течений. Однако пространственные масштабы неоднородностей имеют тенденцию к увеличению. При этом скорость течений в точке испытывает колебания на околоинерционной частоте, амплитуда которых модулируется изменениями скорости ветра. Кроме того, в (Зацепин и др., 2011) показано, что

в случаях продолжительного периода релаксации ветра большая часть вихрей выносятся в открытое море, а вихри, остающиеся в прибрежном пограничном слое, имеют тенденцию к образованию дипольных структур. Следует также отметить, что, несмотря на выраженные колебания ветра в диапазоне частот, заметно отличающихся от f , в ВКС в течение всего периода шторма устойчивые колебания скорости течения в точке наблюдаются только в диапазоне частот, близких к инерционной. Ветер непосредственно влияет только на изменение амплитуды колебаний скорости. При этом ширина соответствующего максимума в спектре скорости течения не превышает нескольких процентов от f (Pollard, 1970). Авторы (Зацепин и др., 2011), ссылаясь на работу (Kunz, 1985), утверждают, что зона положительной «экмановской ветровой накачки», образуемая циклональной завихрённостью среднего ветра, является ловушкой для инерционных колебаний скорости течения. При этом происходит их взаимодействие с геострофическими составляющими скорости, в процессе которых баротропные составляющие геострофики выполняют роль ловушки инерционных колебаний, а бароклинные, в дополнение к роли ловушки, увеличивают амплитуду инерционных колебаний чуть ли не на порядок. Кроме того, в процессе этого взаимодействия происходит расширение инерционного максимума в спектре скорости на половину величины локальной оценки вихря скорости. В результате генерируются «околоинерционные» волны, которые придают инерционным колебаниям волновой характер. Вопросу взаимодействия инерционных колебаний с геострофическими и прочими составляющими течения посвящено большое количество работ (Калашник, 2008; Гилл, 1984; Danioux et al., 2011; Davis and Xing, 2002; D'Azaro, 1995; Garrett, 2001; Klein and Llevelin-Smith, 2001; Morozov and Velarde, 2008; Polzin, 2008; Elipot et al., 2010; и др.). В нашем случае зона положительной ветровой накачки находится непосредственно в районе шторма (Рис. 5). (Kunz, 1985) показал, что в случае прохождения околоинерционных волн через геострофический сдвиг скорости горизонтальная неоднородная относительная завихрённость даёт эффект, аналогичный эффекту β – плоскости, впервые описанному Гиллом (Gill, 1984), и выражающийся в смещении поля околоинерционных волн в сторону от траектории шторма. В статье (Zhai et al., 2004) показано, что инерционные колебания волны распространяются вправо от траектории шторма, что подтверждается анализируемыми результатами расчётов шторма на Чёрном море.

В (Монин и др., 1974) упоминается ряд гипотез относительно механизма возникновения инерционных колебаний. В их числе гипотеза Вебстера о происхождении инерционных колебаний от прямого воздействия ветра, гипотеза Хендершотта о локальной генерации этих колебаний в результате резонансного возбуждения приливными колебаниями на широте 30° , гипотеза

за Хассельмана о возбуждении инерционных колебаний в процессе нелинейного взаимодействия высокочастотных волн. Там же упомянута работа Манка и Филлипса, авторы которой показали, что случайно распределённые источники возбуждения в полосе шириной порядка масштаба Эйри, в оценку которого входит частота Вьяйсяля-Брента $N = (g\Delta\rho/h\rho_0)^{1/2}$, привели бы к слишком большой продолжительности инерционных колебаний (порядка 100 дней), а локальное когерентное возбуждение не соответствовало бы быстрому затуханию когерентности по горизонтали. Поэтому отмеченные в процессе исследований свойства реального возбуждения инерционных колебаний должны находиться в пределах между этими экстремальными случаями. Упомянем также гипотезу Л.М. Фомина и В.А. Соколова (Соколов, Фомин, 1985), согласно которой инерционные колебания генерируются в результате неустойчивости среднего течения Экмана в пограничном слое океана. Похожая гипотеза принадлежит Г.В. Иваненкову (Иваненков, 1974), который полагал, что генерация инерционных вихрей в пограничном слое Чёрного моря есть результат конвективной неустойчивости основного вдольберегового течения, обусловленной неоднородностью поля плотности и геометрии твёрдых границ. Те же причины возникновения инерционных вихрей отмечены в монографии (Иванов, Белокопытов, 2011). Создаётся впечатление, что на самом деле для возникновения инерционных колебаний достаточно любого воздействия, порождающего течение, которое в любом случае будет колебаться с инерционной частотой.

Особого упоминания заслуживают результаты экспериментальных исследований динамики морских вод, связанной с воздействием ветра на морскую поверхность, приведенные в работе (Pollard, 1970). При $N(z) = \text{const}$ вертикальное распределение суммарных амплитуд инерционных колебаний описывается экспоненциальным падением периодических возмущений. Компонента скорости течения, определяемая инерционным вращением при постоянной скорости ветра, может на начальном этапе формирования динамики ВКС вдвое превосходить составляющую скорости, определяемую геострофикой. Однако, с течением времени влияние геострофики постепенно становится определяющим.

Согласно (Pollard, 1970), энергия инерционных колебаний скорости практически не зависит от стратификации плотности, от горизонтальных размеров поля ветра и от глубины океана и хорошо описывается формулой Верониса – Стоммела:

$$E_i = \tau_0^2 [1 - \cos(fT)]/2\rho a f^2,$$

где τ_0 – напряжение трения ветра, a – толщина слоя, подверженного непосредственно действию ветра, и T – продолжительность действия ветра.

Таким образом, учитывается возможность того, что толщина слоя трения может быть меньше толщины ВКС. Энергия геострофической составляющей скорости существенно зависит от длительности действия ветра: $E_G \sim \tau_0^2 T^2$.

На фоне колебаний с частотой инерционного вращения f формируются видимые вихри с размерами от нескольких километров непосредственно у берега до десятков километров в пределах прибрежного пограничного слоя (до струи ОЧТ) и до сотен километров за пределами прибрежного слоя (Zatsepin et al., 2003; Иванов, Белокопытов, 2011).

Сделать однозначные выводы о поведении инерционных колебаний скорости на основе приведенного обзора довольно сложно.

Применение модели INMOM для расчета циркуляции Черного моря

В качестве гидродинамической модели для расчета полей течений на акватории Чёрного моря использовалась сигма-модель морской и океанической циркуляции INMOM (Zalesny et al, 2012; Дианский и др., 2013). В ее основе лежит полная система так называемых примитивных уравнений гидротермодинамики океана в сферических координатах в приближениях гидростатики и Буссинеска.

Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура T , соленость S , отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности и, если нужно, толщина и сплоченность морского льда. Для расчета плотности используется уравнение состояния, специально предназначенное для численных моделей.

Главная особенность INMOM, которая отличает ее от других известных моделей океана, заключается в том, что в численной реализации INMOM используется метод расщепления по физическим процессам и пространственным координатам.

Метод расщепления дает возможность эффективно реализовывать обладающие малой диссипативностью квази-полуявные схемы интегрирования по времени. Они позволяют применять временные шаги, в несколько раз большие, чем в моделях общей циркуляции океана, основанных на явных схемах с аналогичными пространственным разрешением и коэффициентами вязкости и диффузии.

С помощью INMOM можно быстро рассчитывать циркуляцию всего Чёрного моря на любой заданный физический момент времени, поскольку временной шаг этой модели большой, порядка 5 минут.

Более подробно модель INMOM для Чёрного моря изложена в работе (Zalesny et al., 2012). Пространственное разрешение модели составляет $3'$ и $2'24''$ по долготе и широте, соответственно, что равно ~ 4 км. Сеточная об-

ласть в горизонтальной плоскости содержит 287×160 узлов. По вертикали задается 40 неравномерно распределенных по глубине σ -уровней.

Для задания глубин использовались данные по топографии Земли GEBCO (<http://www.gebco.net>) с пространственным разрешением 30". Исходные данные высокого разрешения сглажены несколько раз с помощью фильтрации Тьюки и ограничены минимальной глубиной 1 м.

Для построения начальных условий по T и S использованы данные Морского гидрофизического института, представляющие собой 3-х-мерные среднемесячные климатические поля на акватории Чёрного моря с пространственным разрешением порядка 25–50 км, которые интерполируются на сеточную область модели.

23–28 марта 2013 г. на Чёрном море в районе Сочи наблюдался шторм со скоростью ветра до 20 м/с и выше. Была предпринята попытка смоделировать гидрологическую ситуацию в районе шторма с помощью численной математической модели ИНМОМ (модель ИВМ РАН). Для имитации поля ветра над морем использовалась модель WRF. Расчет атмосферного воздействия осуществлялся по балк-формулам по приводным синоптическим характеристикам атмосферы из базы данных Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ЕЦСПП) Era-Interim (http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_full_daily/) с пространственным разрешением $0,75^\circ$ (Рис. 2).

Предварительные выводы, сформулированные на основе результатов моделирования, сводятся к следующему.

1. Внешний взгляд на пространственные распределения скорости течений, уровня моря и глубину залегания верхней границы пикноклина приводит к выводу, что течения в ВКС не коррелируют ни с колебаниями уровня моря, ни с изменениями положения пикноклина в диапазоне колебаний с частотой, близкой к f . Существенный вклад в динамику течений вносят локальные её компоненты.

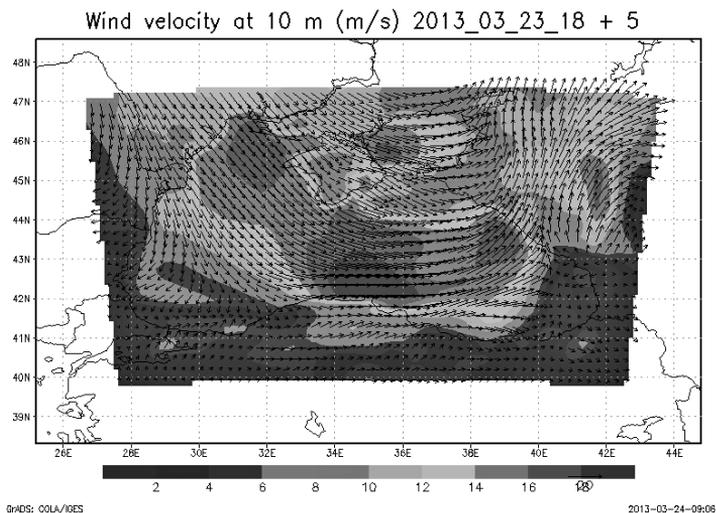


Рис. 2. Модельное поле приповерхностного ветра над Черным морем на 04 час. МСК 24.03.2012г., полученное с применением модели WRF. Цветом и масштабом стрелки показана величина и направление скорости ветра в м/с

Исключение составляет лишь северо-западная часть района, где структура прибрежных крупномасштабных течений почти не нарушается. Однако хорошо заметно последовательное смещение фазы когерентного вращения вектора течения в ВКС с северо-запада на юго-восток. Таким образом, наряду с констатацией факта влияния ветра, имеющего в районе открытого моря западное направление, подтверждается вывод о том, что инерционные возмущения уходят вправо от траектории шторма.

2. Горизонтальные инерционные составляющие скорости течения становятся слабыми на глубине около 30 м, примерно соответствующей среднему положению границы верхнего пикноклина (Рис. 4). При этом частота колебаний скорости в пределах верхних 7,5м остаётся постоянной и соответствует периоду 18,8 ч. Ниже она постепенно растёт и на нижней границе этого слоя соответствует периоду 18.00 ч. При этом период инерционных колебаний на широте 43° N равен 17.6 ч. (Рис. 4), что указывает на сдвиг частоты колебаний в верхнем слое, что, возможно, происходит под влиянием либо крупномасштабной геострофики, либо вихревых структур (Davis and Xing, 2002; D'Azaro, 1995; Elipot et al., 2010).

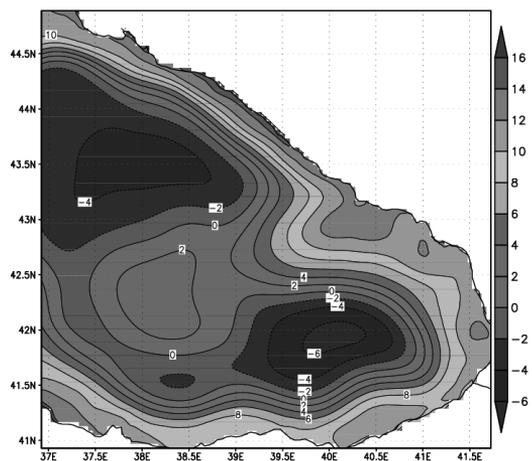
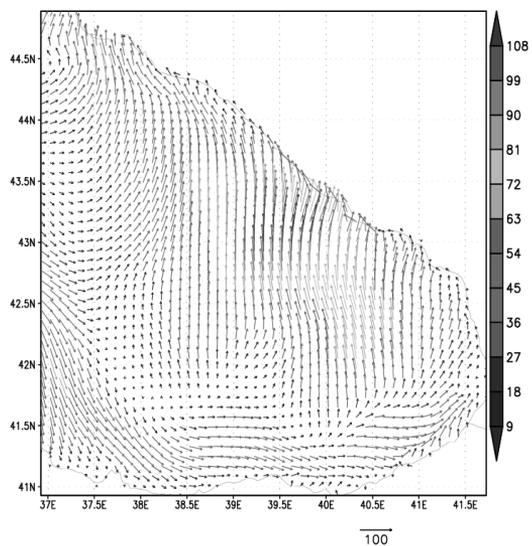


Рис. 3. Скорости течения на 10 час. МСК 23.03.2012 г. (вверху) и сформированный ими уровень моря на 00.00 час МСК 24.03.2012 г. (внизу) в восточной части Черного моря, рассчитанные по модели INMOM

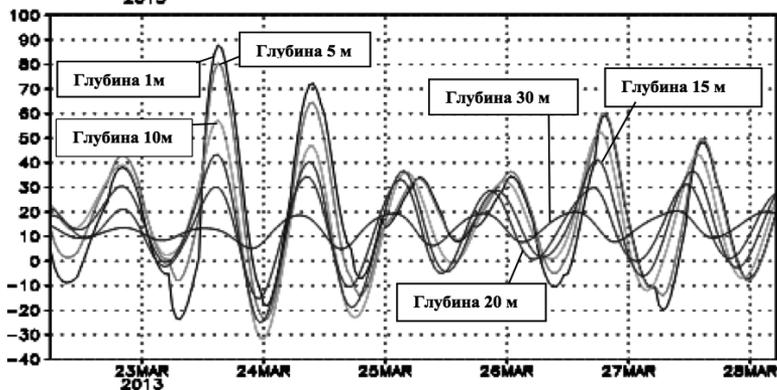
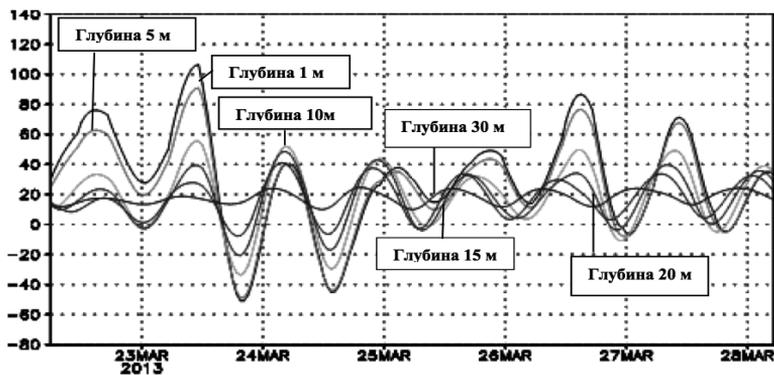
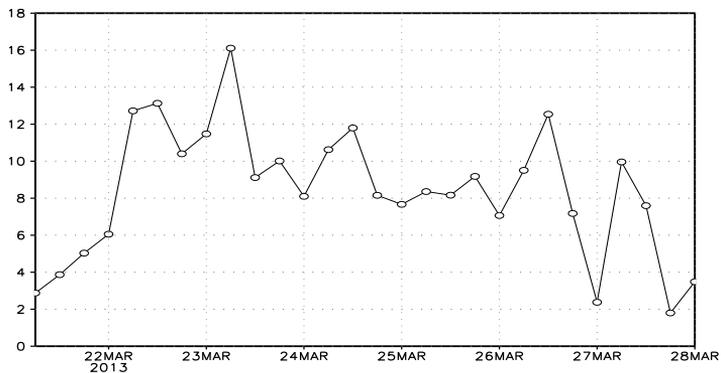


Рис. 4. Скорость ветра (м/с) по модели WRF (вверху), зональная (в центре) и меридиональная (внизу) компоненты скорости течений (см/с) по модели INMOM, в точке 39°.2 E, 43°.0 N

3. Амплитуда квазиинерционной составляющей колебаний скорости течения возрастает при увеличении скорости ветра со сдвигом в пределах 4–6 часов, что указывает на явное влияние действующей силы трения ветра на их формирование (Рис. 4). Численные расчёты показали, что на начальном этапе шторма уровень в прибрежной зоне поднялся на 16–20 см, что вызвало резкое возрастание высоты ветровых волн. Но через несколько часов повышение уровня упало до + (4–6) см. Это повышение уровня, более выраженное у берега, затем остаётся постоянным, указывая на формирование квазипостоянной градиентной составляющей скорости, направленной вдоль берега на северо-запад. При наложении инерционных колебаний скорости, имеющих более высокую амплитуду, на крупномасштабное поле течений, последнее сохраняет свою структуру только в прибрежной зоне и на западе области, за пределами траектории шторма. Это взаимодействие противоположно направленных течений более заметно в прибрежной зоне, где результирующая скорость течения периодически образует локальные возмущения, направленные против ОЧТ. В отдельные промежутки времени образуются обширные зоны, в которых вектора скорости в процессе вращения одинаковы по величине и направлению.

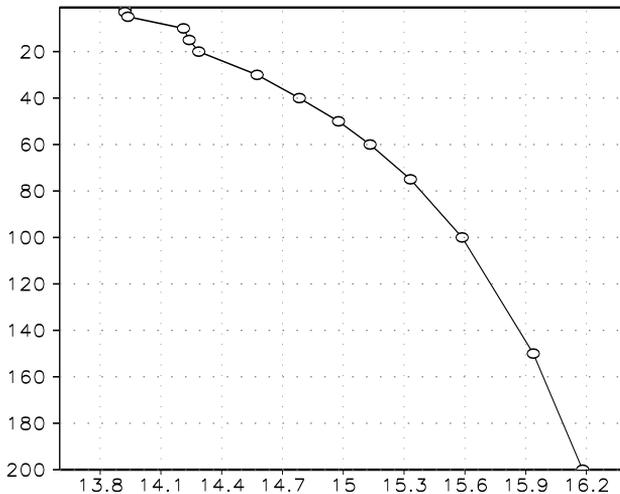


Рис. 5. Вертикальный профиль условной плотности σ_1 (кг/м³) в точке 39°.2 E, 43°.0 N на 25.03.2013 согласно результатам моделирования с помощью INMOM.

Вероятно, центры вращения в этих зонах находятся за их пределами и смещаются в пространстве когерентно с векторами скорости по своей траек-

тории. Следует иметь в виду, что динамика верхнего слоя не обходится без формирования длинных волн, в том числе захваченных прибрежной зоной. Общая картина пространственно-временной изменчивости течений очень сложна и едва ли доступна для аналитической имитации. Поэтому приведенный ниже анализ модельной динамики сводится к объяснению возможных механизмов формирования наиболее проявленных эффектов.

4. Основной и практически единственной устойчивой частотой колебаний как инерционной, так и геострофической природы, является частота, близкая к инерционной f (Рис. 4). Отклонения от этой частоты на разных горизонтах незначительны, что указывает на возможность резонансного механизма их формирования. А.С. Монин (Монин и др., 1974) называет образующиеся при отсутствии вертикальной стратификации плотности пространственно-временные гидродинамические структуры инерционными волнами. В западной научной литературе большое внимание уделяется отличию частоты регистрируемых колебаний скорости от инерционной. Соответственно, эти колебания называются околоинерционными. При сильном ветре уединённые вихревые образования в масштабах десятков километров формируются редко и быстро разрушаются (Зацепин, 2011). Амплитуда инерционных колебаний модулируется трением ветра, образуя неустойчивые пространственные неоднородности в масштабах десятков и сотен километров, выделяющиеся на общем фоне. Кроме того, амплитуда вектора скорости в пределах зоны вращения не остаётся постоянной по горизонтали, что противоречит классическому представлению об инерционных колебаниях скорости морских течений (Праудмэн, 1957). Судя по результатам расчётов, амплитуда инерционных колебаний скорости течения тоже колеблется с частотой, близкой к f , достигая максимума при направлении течения на север – северо-восток, т.е. на берег. Это характерно и для зон вращения, расположенных на удалении от побережья. Очевидно, такое периодическое ослабление переменной скорости течения происходит при относительно постоянной скорости ветра, в промежутки времени, когда ветер и течение противоположны по направлению.

5. Центры зон интенсивного вращения векторов скорости в пределах ВКС тоже периодически смещаются и иногда оказываются в пределах зон вращения. Тогда течения внутри такой зоны приобретают вихревой, в большинстве случаев, антициклонический характер, что вызывает образование вертикального потока в центре зоны вращения, направленного вниз (Рис.7). Ниже ВКС наблюдается встречный локальный подъём зоны с малыми скоростями течения, расположенной ниже пикноклина. Следовательно, вращение с инерционной частотой выше и ниже пикноклина происходит в разных направлениях. Это можно объяснить действием локального механизма вос-

становления геострофического равновесия (Гилл, 1986). При инерционном вращении вектора скорости в ВКС глубже пикноклина возникает вертикальный поток вверх, компенсирующий смещение пикноклина вниз. Благодаря ему пикноклин остаётся практически неподвижным и теряет корреляцию со скоростью течения в ВКС.

Анализ результатов численного моделирования

Итак, результаты моделирования указывают на то, что при шторме крупномасштабная геострофика и мезомасштабные квазиинерционные колебания существуют одновременно. Первая возникает в основном под действием ветра. В замкнутых и полузамкнутых морях северного полушария, куда бы ни был направлен ветер, он всегда создаёт нагон у берега, который способствует циклонической циркуляции. Зимой ветер сильнее, и в это время вдольбереговой циклонический круговорот в море более выражен, чем летом. Географическое распределение крупномасштабной составляющей поля ветра создаёт на этом фоне зоны положительной и отрицательной ветровой накачки. Эта структура распространяется на слой моря, лежащий ниже пикноклина, в котором наблюдается падающий с глубиной положительный градиент плотности (Рис. 5). Специалисты отмечают, что в районе исследований находится обширная зона положительной «экмановской ветровой накачки», которая характеризуется устойчивым вертикальным потоком вод, направленным вверх и образующим обширный купол пикноклина (Рис. 6). Механизм формирования крупномасштабной ветровой составляющей, связанный с «экмановской ветровой накачкой», подробно рассмотрен в (Гилл, 1986). Так как циклонический круговорот крупномасштабный и поддерживается при любых ветровых условиях, то запас его потенциальной энергии, сосредоточенный в зонах положительной ветровой накачки, в среднем значительно выше кинетической энергии мезомасштабных локальных инерционных вращений.

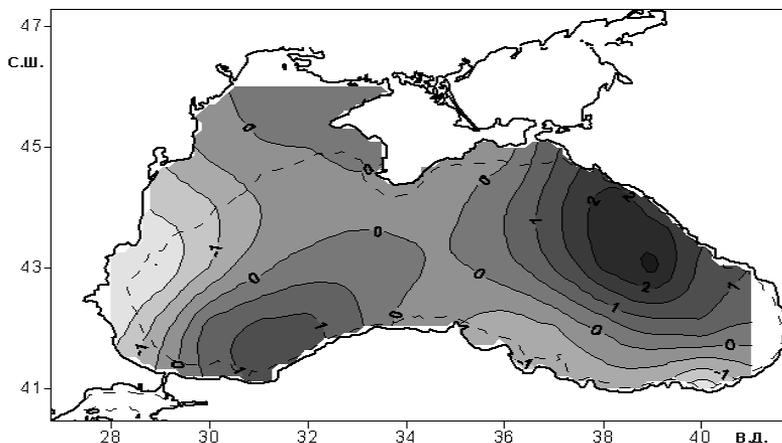


Рис. 6. Зоны положительной (более темный цвет) и отрицательной «экмановской накачки» $W_0 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}$ (Зацепин и др., 2011).

Инерционные вращения в ВКС Чёрного моря направлены в сторону, противоположную крупномасштабной геострофической циркуляции. Поэтому суммарная скорость течения в ВКС складывается под действием двух противоположно-направленных сил: силы, связанной с влиянием локального градиента давления, и отклоняющей силы Кориолиса. Так что инерционные вращения в ВКС в смысле соблюдения правил, приведенных Праудмэном, могут быть относительно устойчивыми только в зоне, где поле уровня моря размыто и имеет кривизну, способствующую усилению инерционного вращения вектора скорости течения (например, на участке прибрежной зоны около Сухуми), а в других местах они возникают и разрушаются спорадически. При этом следует иметь в виду, что инерционные вращения совершаются около некоего центра, который должен находиться за пределами зоны вращения (иначе вращение вектора скорости на противоположных краях зоны вращения будет разнонаправленным). И если зона вращения меняет своё положение, то его, соответственно, меняет и центр вращения. Этот процесс, судя по всему, тоже имеет свою периодичность, близкую к инерционной.

Связь инерционных колебаний скорости течения с крупномасштабной экмановской динамикой, образующей зоны положительной и отрицательной ветровой накачки, на первый взгляд не очевидна. В основе механизма ветровой накачки проявляется зависимость вертикального потока от локального вихря скорости:

$$\partial\Omega_z/\partial t + f \partial w/\partial z = \partial/\partial z \Omega_z(\tau_{x,y}) \quad (1)$$

где f – параметр Кориолиса, w – вертикальная скорость, $\Omega_z = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$, z – глубина, $(\tau_{x,y}) = \partial\tau_{y,z}/\partial x - \partial\tau_{x,z}/\partial y$ – вертикальная составляющая вихря силы трения. В стационарном варианте эта связь становится ещё более очевидной. Нелинейные члены уравнений динамики в двумерном приближении исчезают, что легко доказать, используя уравнение неразрывности (Борисов, 2015). Крупномасштабная динамика складывается в результате длительного процесса накопления энергии, сбалансированной в поле крупномасштабной геострофики. Согласно (Pollard, 1970), на этом фоне возникают и геострофические колебания скорости с частотой f . Поскольку в нашем случае колебания поверхности моря с частотой f отсутствуют (Рис. 8), то эти колебания могут иметь бароклинный характер и проявляться там, где есть вертикальная стратификация, на глубине 5–7,5 м и ниже 30 м. Для их визуализации была сделана попытка проследить колебания солёности на глубине 30 м в точке с координатами 39°.2 E, 43°.0 N, но она не дала явно выраженных результатов: слой скачка солёности оставался практически неподвижным. Однако на разрезе вдоль побережья между точками с координатами 43°0 N, 39°2 E и 43°0 N, 40°0 E удалось зафиксировать искривление изотак, характерное для двух синхронных вихрей, расположенных в верхнем тонком слое и ниже второго однородного слоя, находящегося в среднем в пределах глубин от 5–7,5 до 30 м (Рис. 7).

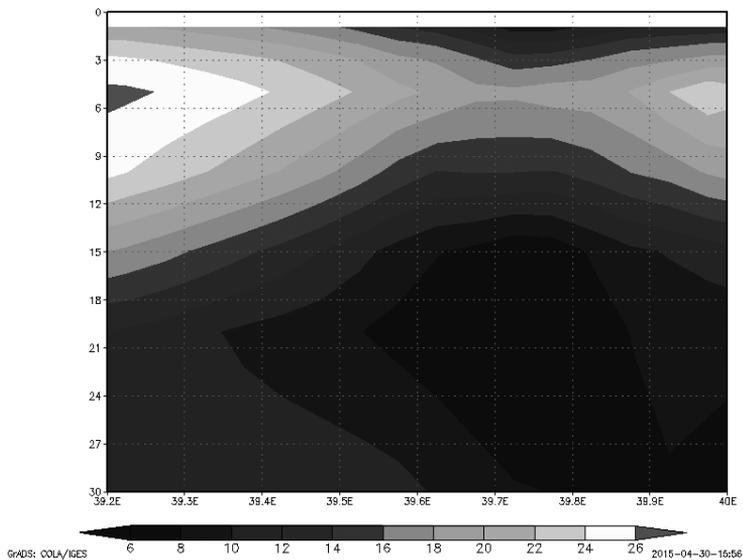


Рис. 7. Амплитуда зональной компоненты скорости течения, см/с, вдоль разреза между точками с координатами (39°,2 E; 43°,0 N) и (40°,0 E; 43°,0 N).

Судя по изгибу изотак, эти вихри имели взаимно противоположное вращение, верхний антициклональное, а нижний – циклоническое. Горизонтальные масштабы вихрей (верхний к нижнему) соотносятся приблизительно как 1:4. Анимация, построенная на вдольбереговом разрезе, продлевающим разрез между указанными выше точками на северо-запад, показала, что подобная картина наблюдается в упомянутом выше месте (район Сухуми) в слое от поверхности до 100 м и глубже с периодичностью, близкой к инерционной. Это происходит не везде, а локально, где находится зона размытых горизонтальных градиентов давления, расположенная у побережья в районе Сухуми. Вертикальное смещение изотак в нижнем слое на «околоинерционной» частоте и в масштабах, соответствующих вихревому образованию в ВКС и обратное к нему по направлению, вероятно связано с компенсацией локального нарушения крупномасштабного геострофического равновесия. По-видимому, так проявляется связь инерционных вращений с крупномасштабной геострофикой, суммарная «энергетическая ёмкость» которой выше, чем у процессов инерционного масштаба. Синхронное смещение нижней границы ВКС может вызвать резонансное увеличение амплитуды инерционных колебаний. Учитывая, что такая динамика имеет

локальный характер, в целом, для внешнего наблюдателя, она представляется случайной. Таким образом, в условиях южных морей в пределах верхнего активного слоя могут реализовываться два режима инерционных течений. Первый, режим потенциального вращения, при котором верхняя и нижняя границы ВКС остаются неподвижными, вся зона вращения занята одновременно и однонаправленно вращающимся потоком при отсутствии геострофической инерционной составляющей. Последнее подтверждается неподвижностью уровня моря (Рис. 8) и нижней границы ВКС. Такой режим возникает там, где центр вращения вектора скорости находится за пределами занятой им зоны, и влияние градиентов давления преодолевается инерционным вращением. Однонаправленное вращение вектора скорости в слое воды на большой площади при отсутствии колебаний верхней и нижней границ слоя возможно только при соответствующем компенсационном изменении поля скорости в соседних зонах.

При втором режиме преодоление влияния горизонтального градиента давления силой Кориолиса происходит в условиях, когда центр вращения находится в пределах самой зоны вращения вектора скорости. Тогда в центре образуемого антициклонального вихря возникает вертикальная составляющая скорости инерционного вращения, направленная вниз, деформирующая геометрию нижней границы ВКС и локально нарушающая крупномасштабный геострофический баланс. Он восстанавливается путём генерации обратного вращения и встречного вертикального потока в нижнем слое в масштабе действующего возмущения. При этом ВКС в пределах антициклонального вихря сдавливается с двух сторон и сплющивается, становясь более плоским, что должно приводить к увеличению его размеров (Рис. 7). В циклоническом вихре картина должна быть обратной. В связи с вертикальным распределением плотности эта проблема рассмотрена в монографии (Праудмэн, 1957, разд. 49).

Чтобы разобраться в структуре инерционных вращений, построим их качественное описание в терминах уравнений динамики. Ориентацию системы координат сохраним в виде, соответствующем численной расчётной схеме.

$$\partial u/\partial t + u\partial u/\partial x + v\partial u/\partial y - fv = 1/\rho_0 (-\partial P/\partial x + \partial \tau_{xz}/\partial z); \quad (2)$$

$$\partial v/\partial t + u\partial v/\partial x + v\partial v/\partial y + fu = 1/\rho_0 (-\partial P/\partial y + \partial \tau_{yz}/\partial z); \quad (3)$$

$$\partial u/\partial x + \partial v/\partial y + \partial w/\partial z = 0; \quad (4)$$

$$\partial p/\partial t - w \partial p/\partial z = 0. \quad (5)$$

Инерционные колебания формируются под действием внешнего трения, в результате чего скорость в однородном слое практически не имеет сдвига

по фазе. Во многих известных монографиях они описываются как колебания твёрдого тела. Модельные поля скорости есть результат суммарного эффекта силы трения ветра. Выделяя инерционные колебания скорости, следует пользоваться их физическим определением. Поэтому считается, что поток энергии за счёт ветрового трения превалирует над потерей импульса на внутреннее трение в пределах ВКС (Должанский, 2011). Суммарный эффект трения в ВКС, проявляемый в изменениях амплитуды инерционных колебаний, считается пропорциональным скорости течения, так что $1/\rho_0 \partial \tau_{xz} / \partial z = -\gamma u$ и $1/\rho_0 \partial \tau_{yz} / \partial z = -\gamma v$ (Должанский, 2011). Рассмотрим первый режим инерционного вращения. Умножив уравнение (2) на u и (3) на v и сложив их, при отсутствии градиентов давления и в рамках двумерного приближения, получим:

$$\partial/\partial t(u^2 + v^2) = -2\gamma(u^2 + v^2) \quad (6)$$

Отметим, что в уравнении (6) инерционная частота f отсутствует. Это есть результат круговой поляризации инерционных вращений. В рамках двумерной постановки задачи (2)–(4), пренебрегая вертикальной составляющей скорости и градиентом давления при первом режиме вращения и, поскольку $-\gamma v \partial/\partial y(v/u) = -\gamma v \partial(v/u)/\partial \zeta \partial \zeta/\partial y = \gamma v u \partial/\partial \zeta(v/u)$, и, аналогично, $-\gamma u \partial/\partial x(v/u) = -\gamma v u \partial/\partial \zeta(v/u)$, получим соотношение для описания инерционных колебаний:

$$\partial/\partial t(v/u) + f[1 + (v/u)^2] = 0, \text{ откуда следует: } \arctg(v/u) = -ft + F(x,y). \quad (7)$$

Если в (6) $\gamma = \gamma(t)$, то возникает амплитудная модуляция. Отсутствие влияния трения в (7) связано с круговой поляризацией вращения вектора горизонтальной скорости, при которой трение входит одинаково в амплитуды составляющих скорости. При одновременном однонаправленном вращении слоя воды, подобном вращению твёрдого тела, движение является двумерным, так что вертикального смещения границ слоя не происходит. Тогда вихрь скорости внутри зоны вращения обращается в 0, поскольку пространственные градиенты скорости течения в ней отсутствуют. В этом случае скорость течения формируется по законам динамики потенциального движения. Наиболее близким к нему движением, существующим в реальности, является длинноволновое. Поэтому часто встречается интерпретация инерционных колебаний скорости течения как движения волнового характера (Монин, 1974), хотя силу инерции трудно рассматривать как «возвращающую», формирующую волновое движение.

Перенос кинетической энергии от ветра в ВКС можно рассматривать в рамках теории линейной динамической реакции, допускающей описание трения как комплексной величины, что расширяет возможности анализа.

Соответствующие оценки, построенные на основе применения положений теории линейной динамической реакции, приведены в (Иваненков, 1974, 1977). Если принять $\gamma = \alpha + i\beta$, то α на частоте f имеет порядок $(10^{-2} \div 10^{-1})f$, а коэффициент $\beta \sim f$. При этом β прямо пропорционален разности частот, дающих основной вклад в вязкость, и «основной» частоты f , отвечая за расширение частотного максимума, centered на частоте f . Коэффициент α обратно пропорционален этой разности частот. Следовательно, чем ближе частота колебаний скорости ветра к f , тем уже максимум на частоте инерционных колебаний, а чем шире их максимум, тем сильнее действие диссипативной вязкости и меньше время жизни инерционных структур. Оценка величины «радиуса круга инерции» есть $r = U/f = 10^6 \text{ см} = 10 \text{ км}$ (Праудмэн, 1957). Однако горизонтальные размеры зон вращения в нашем случае варьируют в широких пределах. Так, выраженные пространственные зоны когерентного вращения вектора скорости течения в ВКС в западной части района превосходят нашу оценку в несколько раз (Рис. 3, 5). Согласно (Зацепин и др., 2011), штормовой ветер разрушает мезомасштабные вихри, способствуя укрупнению динамических структур пространственной изменчивости течений. Авторы утверждают, что в случае шторма пространственное распределение скорости ветра имеет решающее значение.

При втором режиме инерционных вращений, используя систему уравнений (2)–(4) в линейном приближении и принятую аппроксимацию внешнего трения, получим:

$$\partial/\partial t(\partial w/\partial z) + f\Omega = -\gamma \partial w/\partial z; \quad (8)$$

$$\partial\Omega/\partial t - f \partial w/\partial z = -\gamma\Omega. \quad (9)$$

Отсюда следует:

$$\partial^2/\partial t^2(\partial w/\partial z) + \gamma^2(\partial w/\partial z) = 0; \quad (10)$$

$$\partial^2\Omega/\partial t^2 + 2\gamma\partial\Omega/\partial t + (\gamma^2 + f^2)\Omega = 0. \quad (11)$$

Уравнение (8) можно получить, пренебрегая влиянием градиентов давления. К сожалению, используемой схемой расчётов с помощью модели ИНМОМ не предусмотрен прямой вывод вертикальной скорости. Однако, нетрудно видеть, что если в уравнениях (8) и (9) заменить Ω на u , а $\partial w/\partial z$ на v , то при отсутствии градиентов давления получим линейный вариант уравнений (2) и (3) для инерционных колебаний скорости течения. Значит, они должны быть попарно связаны однозначной зависимостью. Поэтому, если принятые упрощения соответствуют действительности, вертикальную скорость можно проследить по изменению поведения меридиональной составляющей скорости течения, а вертикальная составляющая вихря скорости

должна прослеживаться по положению и геометрии изотак зональной компоненты скорости (Рис. 7). Особенно чётко результат виден на анимационных изображениях. Смещения нижней границы ВКС незначительны, поскольку компенсируются вертикальной скоростью ниже пикноклина в процессе восстановления геострофического равновесия.

Решения уравнений (10) и (11) имеют вид:

$$\partial w / \partial z = G(x, y, z) + w_0(x, y, z) \exp(\pm i \gamma t), \quad (12)$$

$$\Omega = D(x, y, z) + \Omega_0(x, y, z) \exp [(-\gamma \pm i f) t]. \quad (13)$$

Отсюда видно, что колебания вертикальной составляющей скорости формируются трением ветра, а колебания вертикальной компоненты вихря скорости – как трением ветра, так и инерционным вращением вектора скорости. Выделяя осциллирующую часть решения, имеем:

$$\partial w / \partial z = w_0(x, y, z) \exp(\pm i \gamma t), \quad (14)$$

$$\Omega = \Omega_0(x, y, z) \exp [(-\gamma \pm i f) t]. \quad (15)$$

Из (14) и (15) следует, что γ в данном случае действительна и равна f по абсолютной величине. Однако отмеченное выше отличие частоты колебаний скорости течения от f , зависящее от z , в рамках линейной модели не проявляется.

Зависимость w от z можно получить из уравнения (5). $\rho(z)$ в нашем случае можно аппроксимировать зависимостью вида:

$$\rho(z) = \rho_0 \{1 - \exp[-k(z - h(t))]\},$$

где $h(t)$ – глубина нижней границы ВКС. Зависимость $h(t)$ можно построить таким образом, чтобы учесть декремент затухания колебаний в соответствии с (15). Но зависимость $h(t)$ в нашем случае является слабой и, по всей видимости, если считать, что с ней может быть связан упомянутый выше сдвиг частот инерционных колебаний скорости на глубине пикноклина относительно колебаний выше его, то пикноклин должен заметно смещаться по вертикали, чего не обнаружено. Ссылаясь на приведенный выше ряд зарубежных публикаций, будем считать этот сдвиг результатом взаимодействия инерционных колебаний либо с геострофической структурой потока, либо с вихревыми его структурами в верхнем слое. В последнем случае этот сдвиг соответствует половине величины вертикальной составляющей вихря скорости (D'Azaro, 1984, Kunze, 1985).

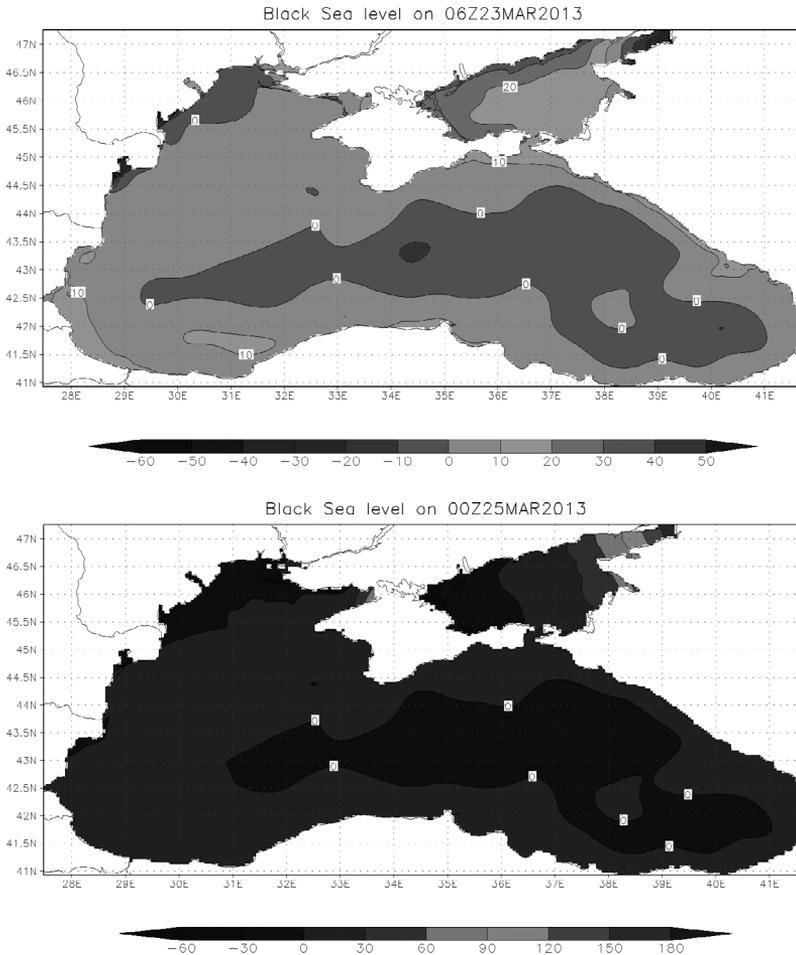


Рис. 8. Модельный уровень моря в 06.00 МСК 23.03.2013 (вверху) и в 00.00 25.03.2013г.

Инерционные движения в ВКС естественным образом влияют на распределение вихря скорости, что приводит к деформации поля плотности и к нарушению геострофического равновесия на нижней границе ВКС, что уже само по себе означает взаимодействие инерционных и геострофических течений. Это взаимодействие носит компенсационный характер, в результате которого вертикальное смещение пикноклина выражено слабо.

При комплексном значении $\gamma = \alpha + i\beta$ происходит амплитудная модуляция колебаний с частотой β . Поскольку, согласно (Иваненков, 1974, 1977), $\beta \sim f$, то речь идёт о модуляции инерционных колебаний с частотой f , чем и может объясняться их выраженная пространственная перемежаемость (Монин и др., 1974). Сдвиг фаз происходит скачком на границах зон инерционного вращения, где скорость вращения возрастает, порождая нелинейные эффекты. Согласно (Соколов, Фомин, 1985), размер зоны вращения в океане соответствует группе из 4–5 инерционных волн.

Свойства системы исходных уравнений (2)–(4) в двумерном варианте на фазовой плоскости рассмотрены в работе (Борисов, 2015). Показано, что система имеет только одну особую точку, расположенную в нуле и представляющую собой «фокус», так что формирование в области решения антициклональных замкнутых вихрей со спиральной внутренней структурой является характерной особенностью системы (Амелькин, 1987). Иными словами, антициклональный вихрь является естественным решением этой системы уравнений. Так как выбор начала координат произволен, это решение может реализоваться в любой точке пространства. В цитируемой работе, кроме того, рассмотрены вопросы, связанные с резонансными явлениями, с модуляцией решения под действием внешней силы (ветра) и закономерности перехода колебаний от вынужденного режима к свободному. Приведены соответствующие оценки.

Выше отмечалось, что колебания вектора скорости течения на инерционной частоте похожи на колебания орбитальной скорости длинных волн. Однако отнести их к какому-либо конкретному виду затруднительно. В цитируемой работе они отнесены к волнам Кельвина, которые распространяются, оставляя берег справа, а в нашем случае они распространяются вправо от траектории шторма южного направления, оставляя берег слева. По всей видимости, мы имеем дело с длинными волнами смешанного типа, что является обычным в условиях моря.

Процессы генерации уединённых вихрей в верхнем слое Чёрного моря рассмотрены в работе (Иваненков, 1974) и в многочисленных современных публикациях с участием А.Г. Зацепина.

Выводы

На основе проведенного анализа можно сделать следующие выводы.

1. Представленный анализ проведен на основе модельных данных, полученных с использованием модели INMOM, одной из лучших численных гидродинамических моделей. Сравнить результаты расчётов с данными наблюдений невозможно за отсутствием последних.

2. Анализ литературных и модельных данных указывает на то, что инерционные колебания скорости возникают в ВКС под действием любой внешней силы, порождающей течения, что не требует специального рассмотрения вопроса о неустойчивости динамики верхнего слоя. Однако возникновение уединённых пространственных вихревых образований инерционных масштабов, по всей видимости, связано с неустойчивостью.

3. Изменчивость максимальной скорости штормового ветра практически повторяется изменчивостью максимальной амплитуды околоинерционных колебаний скорости течения в пределах верхнего квазиоднородного слоя моря со сдвигом в диапазоне 4–6 часов. Это указывает на амплитудную модуляцию околоинерционных колебаний скорости течения в верхнем слое ветром, что непосредственно следует из уравнения для кинетической энергии (6).

4. За пределами ВКС инерционное вращение вектора скорости становится слабым, так что энергия инерционного вращения в нашем случае полностью заключена в пределах верхнего слоя, что не совпадает с выводом о максимальной амплитуде инерционных колебаний скорости в пикноклине (Монин и др., 1974). Фаза вращательного движения на поверхности моря последовательно смещается вправо, что подтверждает известный факт дрейфа инерционных колебаний вправо от траектории шторма (Zhai et al., 2004). Вопреки утверждениям авторов многих работ, посвящённых исследованию инерционных колебаний в верхнем слое моря, обнаруживается последовательное смещение частоты этих колебаний с глубиной. При этом частота колебаний в верхнем слое толщиной 5–7 м минимальна и составляет приблизительно $0,94 f$, а с глубиной она приближается к f , достигая $0,98 f$ на глубине 30 м. Это создаёт иллюзию распространения колебаний снизу вверх, что исключает возбуждение колебаний под действием локального ветра и связывает его с влиянием распространения бароклинных волн, распространяющихся вправо от траектории шторма. Однако в этом случае следовало бы ожидать выраженного периодического смещения пикноклина по вертикали, которое, тем не менее, не отмечено. Смещение частоты колебаний скорости в инерционном диапазоне может быть связано с прохождением сигнала через геострофические фронтальные структуры или через вихревые образования (D’Azaro, 1995; Davis and Xing, 2002).

5. Закономерности одновременного и однонаправленного вращения векторов скорости в пределах одной зоны и единой частоты вращения в пределах ВКС в районе шторма наблюдаются не везде. При их наблюдении центр зоны вращения верхнего слоя воды, подобного вращению твёрдого тела, должен находиться за пределами этой зоны (иначе векторы скорости на диаметрально противоположных её границах будут противоположно направ-

ленными). Такое вращение формируется в области с размытым полем уровня моря (давления) в районе Сухуми, где конфигурация поля уровня способствует антициклональному вращению вектора скорости течения (Рис. 3). Подобное вращение вектора скорости наблюдается также в открытых районах моря, но оно менее устойчиво. Отсутствие горизонтальных градиентов скорости в зоне классического инерционного вращения исключает формирование вихря скорости и связанных с ним вертикальных потоков.

6. Инерционное вращение вектора скорости в верхнем слое динамически близко к вращению вектора орбитальной скорости длинных волн. Разница в том, что орбита лагранжевой частицы в длинной волне имеет постоянный радиус, а радиус орбиты частицы в вихре соответствует спиральному вращению. Возникновение на поверхности моря антициклонального вихря сопровождается вертикальным потоком в его центре, направленным вниз и локально нарушающим крупномасштабный геострофический баланс. Ниже пикноклина образуется компенсирующий поток, направленный вверх и восстанавливающий геострофический баланс. В циклоническом вихре знак скорости должен быть обратным. Таким образом, формируется двойной удлинённый вихрь с противоположно направленным инерционным вращением выше и ниже пикноклина. При этом нижняя граница ВКС остаётся практически неподвижной, а антициклональный вихрь сжимается по вертикали и расширяется в горизонтальной плоскости, так что наблюдается рост горизонтальных размеров возмущения. Циклонический вихрь, судя по всему, должен, наоборот, сжиматься в горизонтальной плоскости. Вдоль горизонтальных границ зон когерентного вращения образуются локальные струи.

INERTIONAL DYNAMICS OF THE UPPER QUASI-HOMOGENEOUS SEA LAYER

E.V. Borisov, V.V. Fomin

Results of modeling sea currents at strong storm conditions in the North-Eastern part of the Black Sea during 23–28 March 2013 together with their analysis are presented. The calculations are based on the use of numerical model INMOM (the Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) realized for entire aquatorium of the Black Sea with the grid step ~ 4 km. Strong wind during the storm was observed in narrow strip directed from South-West to the South with wind velocity reaching $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ and over. Sea current velocity at the initial period reached $70\text{--}100\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ and over which happened simultaneously with sea level rise up to 16 – 20cm. Sea waves height modeling for this period made with the use of numerical RAWM model (Russian Atmosphere-Wave Model) showed fast rise of their height which caused the brake of embankment cover in Sochi area. Then, after some few hours, currents in the layer 0–30m have finished to correspond to the wind velocity, which still kept it's direction, and to calculated sea level. Instead, they started sudden changing their direction and amplitude forming eddy-like structures along the shoreline and over the whole eastern Black Sea area. Nevertheless, being averaged over the storm period (23–28 March) they still showed definite correlation with mean sea level distribution. The period of sea currents oscillations in active layer closely corresponded to the Coriolis frequency which was about 18 hours but the pycnocline situated in average at 30m depth was still almost immobile and currents at that depth practically vanished. But the meridional component of velocity vector in the area with smaller sea level gradients shows that vertical oscillations are formed above and below the pycnocline having opposite inertial rotations. Results of more detailed analysis of information collected from the modeling are presented.

Литература

1. Амелькин В.В. Дифференциальные уравнения в приложениях. М.: «Наука», 1987. 152с.
2. Блатов А.С., Иванов В.А. Пространственно-временная структура внутренних инерционно-гравитационных и топографических волн в море на частотах, близких к инерционной частоте. //: Изв. АН СССР, ФАО, т. 19, №8, 1983.с. 868 – 877.

3. Борисов Е.В., Иваненков Г.В. Характер неустойчивости течения у берега моря в условиях неоднородности поля плотности. // Труды ГОИН, 1979, вып.144, с. 92 – 97.
4. Борисов Е.В. Динамика ВКС Чёрного моря при штормовом ветре в квазидвумерном приближении. // Труды ГОИНа, Вып. 216, 2015.с. 197- 208.
5. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: «Мир», – 1988. – 324с.
6. А.Гилл. Динамика атмосферы и океана. Т 2. М.: «Мир»,1986.415с.
7. Дианский Н.А., Багно А.В., Залесный В.Б. Сигма-модель глобальной циркуляции океана и её чувствительность к вариациям напряжения трения ветра // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38, № 4. с. 537-556.
8. Дианский Н.А., Фомин В.В., Жохова Н.В., Коршенко А.Н. Расчёт течений и распространения загрязнения в прибрежных водах Большого Сочи. // Известия РАН, ФАО. – 2013, Т. 49, №6. с. 664 – 675.
9. Должанский Ф.В. Основы геофизической гидродинамики. М.: «Физматлит», 2011. 264с.
10. Журбас В.М., Зацепин А.Г., Пулейн П.М. Статистический анализ скорости течений в Чёрном море по дрейферным данным. // Комплексные исследования северо-восточной части Чёрного моря/ отв. ред. Зацепин А.Г., Флинт М.В. М.: Наука, 2002. с. 105 – 118.
11. Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Станичный С.В., Бурдюгов В.М. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Чёрного моря под ветровым воздействием. // <http://method.meteor.ru/publ/books/lineikin/zatsepin.pdf>, 2011, с. 347 – 368.
12. Иваненков Г.В. Генерация вихрей на поверхности безливного моря в пограничных слоях. // Известия АН СССР, ФАО, т.10, №7, 1974. с. 752 – 762.
13. Иваненков Г.В. Турбулентное движение со сложным характером энергоснабжения. // Тр. ГОИН'а, Вып.141 «Исследование турбулентности и решение задач переноса загрязняющих веществ в море», 1977, с.19 – 119.
14. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Чёрного моря. Севастополь: НАН Украины, Морской Гидрофизический институт. 2011. 212с.
15. Калашник М.В. Захваченные симметричные возмущения во вращающихся сдвиговых потоках. // ФАО, - 44, 2008. с. 787 – 793.
16. Мамаев О.И. Морские течения. М.: Издательство МГУ. 1986, 124с.
17. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 261с.

18. Праудмэн Дж. Динамическая океанография. М: Издательство иностранной литературы, 1957. 407с.
19. Соколов В.А., Фомин Л.М. О неустойчивости течения Экмана и генерации инерционных волн в океане. «Исследование течений океана» (ред. Л.М.Фомин). М.: «Наука». 1985, с. 173 – 179.
20. Хайкин С.Э. Физические основы механики. М.: «Наука», 1971. 751с.
21. D’Azaro E.A. Upper - ocean inertial currents forced by a strong storm. Part III: Interaction of inertial currents and mesoscale eddies. // J. Phys. Oceanogr., 25.1995. pp. 2953 – 2958.
22. Bell T.H. Radiation damping of inertial oscillations in the upper ocean. // Journ. of Fluid Mech., 88, - 1978, - pp. 289 – 308, doi:10.1017/S0022112078002116.
23. Eric Danioux, Patrice Klein, Matthew W. Hecht, Nobumasa Komori, Guillaume Rouillet, Silvie Le Gentil. Emergence of wind-driven near-inertial waves in deep ocean triggered by small-scale eddy vorticity structures. // Journ. of Phys. Oceanogr., - 41:7, - 2011. – pp. 1297 – 1307.
24. Davis, A.M., and J. Xing. Influence of coastal fronts on near-inertial internal waves. // Geophys. Res. Letters, - 29 (23), 2002, - 2114, - doi: 10.1029/2002GL015904.
25. Elipot, S., R. Lumpkin, and G. Pietro. Modification of inertial oscillations by the mesoscale eddy field. // J. Geophys. Res., 115,- 2010.- doi: 10.1029/2009JC 005679.
26. Enriquez C.E., G.I. Shapiro, A.J. Souza, A.G. Zatsepin. Hydrodynamic modeling of mesoscale eddies in the Black Sea. // Ocean Dynamics, doi: 10.1007/s10236 – 005 – 0031 – 4.
27. Garrett, C. What is the “near – inertial” band and why is it different from the rest of the inertial wave spectrum.// J. Phys. Oceanogr., 31. 2001.pp. 962 – 971.
28. Gill, A.E. On the behaviour of inertial waves in the wake of storms. // J. Phys. Oceanogr., 14.- 1984. pp. 1129 – 1151.
29. Klein, P., and S. Llevelyn – Smith. Horizontal dispersion of near-inertial oscillations in a turbulent mesoscale eddy field. // J. Mar. Res., - 59(5), 2001. pp. 697 – 723.
30. Kunze E. Near-inertial wave propagation in geostrophic shear. // J. Phys. Oceanography, 1985, V.15, №5. – p.544 – 565.
31. Eugene G.Morozov, Manuel G.Velarde. Inertial oscillations as deep ocean response to hurricanes. // Journ. of Phys. Oceanogr. – 64, 2008, pp. 495 – 509.
32. Pollard R.T. On the generation by winds of inertial waves in the ocean. //Deep-Sea Res. – Vol. 17. 1970. pp. 795 – 812.

33. Pollard R.T. and R.C. Millard, Jr. Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations. // *Deep-Sea Res.* – Vol. 17. 1970. pp. 813 – 821.
34. Polzin, K. Mesoscale eddy-inertial wave coupling. Part I: Symmetry, wave capture, and results from the Mid-Ocean-Dynamics-Experiment.// *J.Phys.Oceanogr.*, - 38(11), 2008. pp 2556 – 2574.
35. Stanev E.V. Understanding Black Sea dynamics: overview of recent numerical modeling. // *Oceanography* 18(2): 56-75., [http: dx. doi. org/10.5670/oceanog.2005.42](http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2005.42), 2005.
36. Young, W.R., and M. Ben Jelloul. Propagation of near-inertial oscillations trough a geostrophic flow.// *J. Mar. Res.*, 55(4),- 1997. – pp 735 – 766.
37. Zalesny V.B., Diansky N.A., Fomin V.V. *et al.* Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov.// *Russian J.Numer. Anal. Modeling*, 2012., V.27, №1.p. 95-111.
38. Zatsepin A.G., Ginsburg A.L., Kostianoy A.G., Kremenetsky V.V., Krivosheya V.G., Stanichny S.V., Poulain P.M. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing. // - *J. Jeophys. Res.* 108 (C8), 2003. pp. 1 – 27.
39. Sarah Zedler. Simulations of the ocean response to a hurricane: nonlinear processes. // *J. Phys. Oceanogr.*, 39:10, 2010. pp. 2618 – 2634.
40. Zervakis, V., and M.D. Levine. Near-inertial energy propagation from the mixed layer: theoretical consideration. // *Journ. of Phys. Oceanogr.*, - 25, 1995. pp. 2782 – 2889.
41. Xiaoming Zhai, Richard J.Greatbatch, and Jinyi Sheng. Advective spreading of storm-induced internal oscillations in a model of the Northwest Atlantic Ocean. *Geophysical Res. Letters.*- Vol.31., 2004.- L. 14315. doi: 10.1029/2004GL020084, 2004.

ОЦЕНКА СВЯЗИ ВНУТРИГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК АПВЕЛЛИНГОВ У ЗАПАДНЫХ ПОБЕРЕЖИЙ АФРИКИ И АМЕРИКИ И КРУПНОМАСШТАБНОЙ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Букатов А.Е., Соловей Н.М

Морской гидрофизический институт РАН

На основе архивной базы гидрологических данных (WOD-2013) выполнено исследование согласованности внутригодовой изменчивости термического индекса апвеллинга, частоты плавучести и характеристик низшей моды внутренних волн с внутригодовым циклом индексов крупномасштабной циркуляции атмосферы в акваториях Орегонского, Канарского, Перуанского и Бенгельского апвеллингов.

Введение

Подъём глубинных вод является объектом многосторонних научных исследований в силу его влияния на гидрологические условия, воздействия на климат и формирование погоды. Районы интенсивного прибрежного подъёма глубинных вод имеют сложную «многофронтальную» структуру, о чём свидетельствует, в частности, пятнистая структура поля температуры и высокая изменчивость гидрофизических полей [1]. Фронтальные разделы, находящиеся в нестационарном состоянии, излучают широкий спектр внутренних колебаний в инерционно-гравитационном диапазоне. Они оказывают существенное влияние на характер и распространение колебаний в толще вод океана.

К наиболее типичным районам прибрежного подъёма вод в Северном полушарии относятся зоны Орегонского и Канарского апвеллингов, в Южном полушарии – зоны Перуанского и Бенгельского апвеллингов. Несмотря на то, что эти апвеллинги расположены у побережий разных континентов, они обнаруживают ряд схожих черт. Вместе с тем, Орегонский, Канарский, Перуанский и Бенгельский апвеллинги имеют существенные различия, связанные, прежде всего, с особенностями крупномасштабной циркуляции океана и атмосферы [2]. Состояние циркуляции атмосферы отражают глобальные климатические индексы, определяемые по полю давления на уровне моря.

Настоящая работа посвящена исследованию связи термических проявлений подъёма вод на поверхности океана и характеристик свободных внутренних волн с индексами Северо-Атлантического Колебания NAO (North

Atlantic Oscillation) и Южного Колебания SOI (Southern Oscillation Index) в районах Орегонского, Канарского, Перуанского и Бенгельского апвеллингов.

Материалы и методика

Поскольку подъём вод в той или иной степени присутствует практически вдоль всего западного побережья континентов, то для исследования были выбраны зоны максимальной интенсивности апвеллингов: прибрежные полосы протяжённостью 12° вдоль меридиана. Орегонский – 36° – 48° с.ш., Канарский – 14° – 26° с.ш., Перуанский – 5° – 17° ю.ш., Бенгельский – 18° – 30° ю.ш.

В качестве исходных данных использовались массивы реальных значений температуры и солёности (WOD – 2013) за временной промежуток с 1950 по 2012 гг. [3]. По среднемесячным значениям температуры и солёности рассчитывалась плотность. Массив плотности анализировался на предмет выявления инверсий, затем корректировался путём замены инверсионных величин значениями, интерполированными по соседним горизонтам [4].

Для характеристики интенсивности подъёма вод и внутригодовой изменчивости апвеллинга использовался термический индекс апвеллинга TUI (Thermal Upwelling Index), представляющий собой разность между прибрежной температурой поверхности океана (ТПО) и ТПО на расстоянии 500 км от берега на одной и той же широте.

По гидрологическим данным выполнялся анализ изменчивости вертикальной структуры частоты плавучести (N). Определялся максимум частоты Вэйселя-Брента по глубине ($N_{\max}(z)$).

Исследование внутренних волн проводилось, исходя из системы линейных уравнений движения непрерывно стратифицированной жидкости в форме Фьельдстада [5, 6]. Система уравнений сводилась к задаче типа Штурма-Лиувилля для амплитудной функции $W(z)$ вертикальной составляющей скорости с нулевыми граничными условиями на дне и на свободной поверхности жидкости:

$$d^2W^{(n)}/dz^2 + (\lambda^{(n)}N^2 - k^2)W^{(n)} = 0$$

$$W^{(n)}(H) = W^{(n)}(0) = 0.$$

Здесь $\lambda^{(n)} = (k/\omega^{(n)})^2$, $\omega^{(n)}$ – собственная частота, k – волновое число, H – глубина.

Для численной реализации задачи строилась её конечно-разностная аппроксимация на сетке неравно отстоящих узлов с шагом, соответствующим расстоянию между горизонтами гидрологических наблюдений. Полученная система алгебраических уравнений решалась методом, основанным на ре-

шении характеристического уравнения для её матрицы [7]. Численные расчёты вертикального распределения $W(z)$ проводились для заданного волнового числа. Определялся максимум амплитуды вертикальной составляющей скорости по глубине ($W_{\max}(z)$) и соответствующий собственный период (T) низшей моды внутренних волн. Для анализа сезонной изменчивости рассчитываемых характеристик и её согласованности с внутригодовым циклом индексов крупномасштабной атмосферной циркуляции рассматривались величины, полученные на широтном удалении 100 и 500 км от берега с шагом 1° по меридиану.

Среднемесячные значения NAO и SOI за период с 1950 по 2012 гг. получены из [8].

Анализ результатов

На Рис. 1 представлены распределения термического индекса апвеллинга, иллюстрирующие особенности сезонной изменчивости Орегонского, Канарского, Перуанского и Бенгельского апвеллингов в зонах их наибольшей интенсивности. Орегонский и Канарский апвеллинги представлены как районами круглогодичного подъёма вод, так и районами сезонного апвеллинга (заштрихованные области). Перуанский и Бенгельский апвеллинги представлены районами круглогодичного подъёма вод.

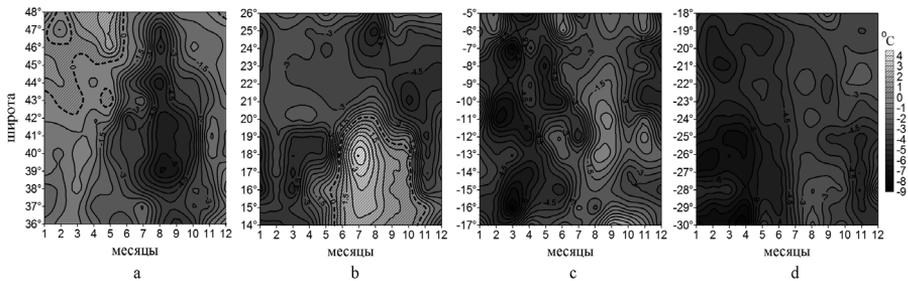


Рис. 1. Пространственно-временное распределение термического индекса Орегонского (а), Канарского (б), Перуанского (с) и Бенгельского (д) апвеллингов

Рис. 2 иллюстрирует статистическую связь термического индекса апвеллинга TUI и индексов крупномасштабной атмосферной циркуляции NAO и SOI. Пороговое значение коэффициента корреляции (0,497) обозначено тонкой штриховой линией (достоверность связи 90%) [10]. Видно, что для апвеллингов Северного полушария (Орегонского и Канарского) прослеживаются довольно протяжённые участки значимой корреляционной связи TUI и NAO. Для Орегонского апвеллинга – с 39° по 44° с.ш., для Канарского – с 14° по 18° с.ш. и в окрестности 22° с.ш. (Рис. 2 а, б). Для апвеллингов Южного полушария (Перуанский, Бенгельский) зоны значимой связи TUI и NAO очень незначительны (Рис. 2 с, d). Термический индекс апвеллинга и индекс Северо-Атлантического Колебания отрицательно коррелированы друг с другом в зоне Орегонского апвеллинга и положительно - в апвеллинговых зонах Южного полушария. Исключение – Канарский апвеллинг. В районе 20° с.ш. коэффициент корреляции меняет знак на противоположный. В подзоне сезонного апвеллинга наблюдается положительная корреляция TUI и NAO, в подзоне круглогодичного апвеллинга – отрицательная (Рис. 2 а, б, с, d).

Величина $|K_{\text{кор}}|$ между TUI и SOI для апвеллингов Южного полушария больше порогового значения на большей части акватории исследования, за исключением участков в районе 9° и 13° ю.ш. Перуанского (Рис. 2 с) и полосы с 23° по 30° ю.ш. Бенгельского апвеллингов (Рис. 2 d). Для апвеллингов Северного полушария значимой корреляционной связи между TUI и SOI в исследуемых зонах практически нет, за исключением полосы с 21° по 24° с.ш. Канарского апвеллинга (Рис. 2 а, б). Термический индекс апвеллинга и индекс Южного колебания изменяются в противофазе в апвеллинговых зонах Южного полушария, в фазе – в зоне Орегонского апвеллинга. Исключение – Канарский апвеллинг. В подзоне сезонного апвеллинга наблюдается отрицательная корреляция TUI и SOI, в подзоне круглогодичного апвеллинга – положительная (Рис. 2 а, б, с, d).

В целом же, говорить об устойчивой корреляционной связи термического индекса апвеллинга и индексов крупномасштабной циркуляции атмосферы NAO и SOI нет оснований, т.к. участки значимой корреляционной связи TUI и NAO, SOI перемежаются с участками, где такой связи не наблюдается.

Корреляционная связь максимума частоты Вэйсяля-Брента и индексов крупномасштабной циркуляции атмосферы иллюстрируется графиками на Рис. 3, 4. Видно, что ярко выраженная, устойчивая связь N_{max} и NAO прослеживается для апвеллингов Южного полушария. Для всей акватории исследования Перуанского и Бенгельского апвеллингов $|K_{\text{кор}}|$ составляет 0.6–0.9.

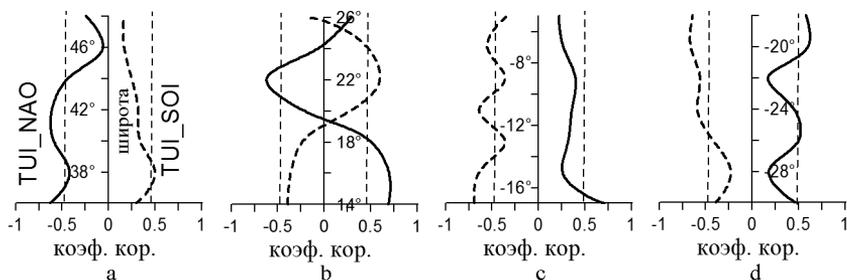


Рис. 2. Корреляционная связь TUI и NAO (сплошная линия), TUI и SOI (жирная штриховая) для Орегонского (а), Канарского (б), Перуанского (с) и Бенгельского (д) апвеллингов.

На широтном удалении 100 км от берега значения $|K_{\text{кор}}|$ между N_{max} и NAO несколько больше, чем на периферии апвеллинговых зон. N_{max} и NAO отрицательно коррелированы друг с другом (Рис. 3, 4 с, d).

Для апвеллингов Северного полушария $|K_{\text{кор}}|$ между N_{max} и NAO больше порогового значения только на отдельных участках, и сами значения коэффициентов меньше, чем для апвеллингов Южного полушария. Коэффициенты корреляции положительны (Рис. 3, 4 а, б).

Значимая статистическая связь N_{max} и SOI прослеживаются на отдельных небольших участках всех четырёх апвеллингов как на 100 км от берега так и на периферии апвеллинговых зон. Исключение – Перуанский апвеллинг. На широтном удалении 500 км от береговой линии прослеживается устойчивая корреляционная связь максимума частоты Вьяйсяля-Брента и SOI на всей исследуемой акватории Перуанского апвеллинга. N_{max} и SOI коррелированы положительно (Рис. 4 с).

Итак, отмечается наличие устойчивой корреляционной связи N_{max} и NAO на всей акватории исследования апвеллингов Южного полушария. На периферии Перуанского апвеллинга прослеживается устойчивая корреляционная связь N_{max} и SOI.

Анализ корреляционной связи амплитуды вертикальной составляющей скорости свободных внутренних волн и индекса Северо-Атлантического Колебания показывает, что устойчивая статистическая связь W_{max} и NAO прослеживается для апвеллингов Южного полушария (Рис. 5, 6 с, d). Для Перуанского и Бенгельского апвеллингов коэффициенты корреляции достигают значений 0,6–0,9 как непосредственно в зоне подъёма вод, так и на периферии апвеллинговых зон. W_{max} и NAO коррелированы положительно друг с другом.

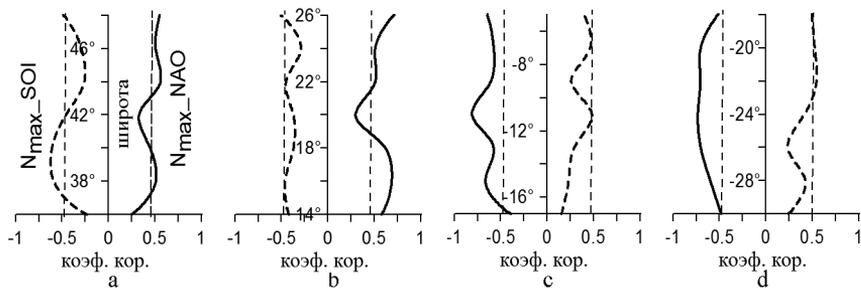


Рис. 3. Корреляционная связь N_{\max} и NAO (сплошная линия), N_{\max} и SOI (жирная штриховая) для Орегонского (а), Канарского (b), Перуанского (с) и Бенгельского (d) апвеллингов на широтном удалении 100 км от берега

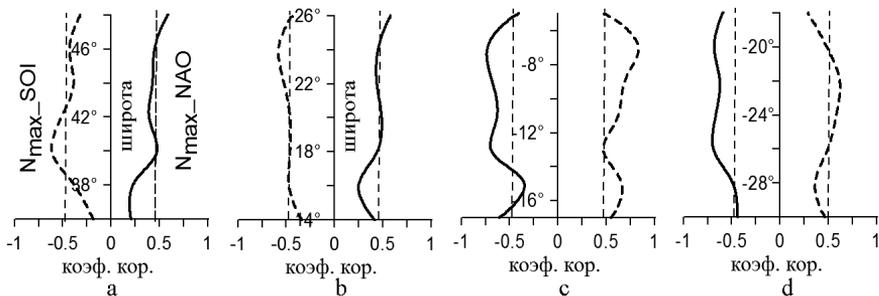


Рис. 4. Корреляционная связь N_{\max} и NAO (сплошная линия), N_{\max} и SOI (жирная штриховая) для Орегонского (а), Канарского (b), Перуанского (с) и Бенгельского (d) апвеллингов на широтном удалении 500 км от берега

Для апвеллингов Северного полушария (Орегонский, Канарский) отмечаются только отдельные участки, где коэффициенты $K_{\text{кор}}$ имеют статистически значимые величины (Рис. 5, 6 а, b).

Корреляционная связь W_{\max} и SOI прослеживается на отдельных участках всех четырёх апвеллингов (Рис. 5, 6). Устойчивая корреляционная связь W_{\max} и SOI прослеживается на периферии Перуанского апвеллинга. Коэффициенты корреляции отрицательны (Рис. 6 с).

Итак, не вызывает сомнения наличие устойчивой корреляционной связи W_{\max} и NAO на всей акватории исследования апвеллингов Южного полушария на широтном удалении 100 и 500 км от берега. Прослеживается устойчивая корреляционная связь W_{\max} и SOI на периферии Перуанского апвеллинга.

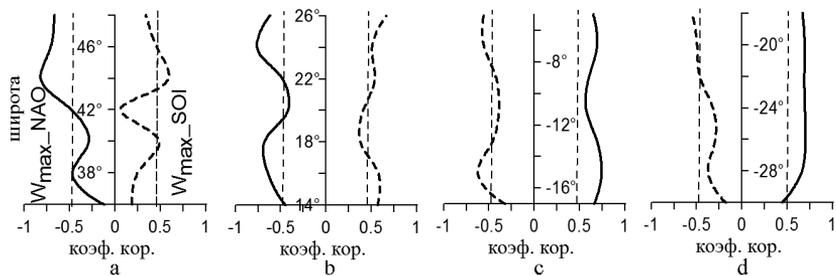


Рис. 5. Корреляционная связь W_{\max} и NAO (сплошная линия), W_{\max} и SOI (жирная штриховая) для Орегонского (а), Канарского (б), Перуанского (с) и Бенгельского (д) апвеллингов на широтном удалении 100 км от берега

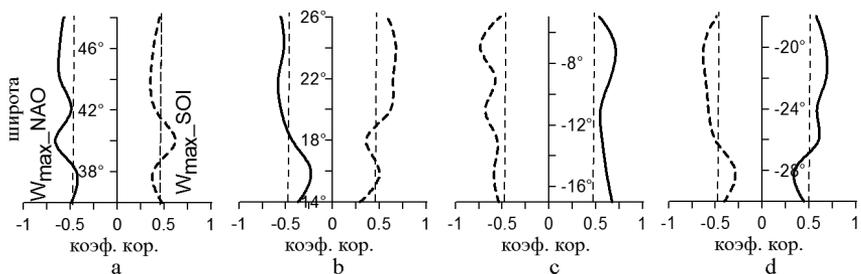


Рис. 6. Корреляционная связь W_{\max} и NAO (сплошная линия), W_{\max} и SOI (жирная штриховая) для Орегонского (а), Канарского (б), Перуанского (с) и Бенгельского (д) апвеллингов на широтном удалении 500 км от берега

Рис. 7, 8 иллюстрируют корреляционную связь периодов первой моды внутренних волн и индексов крупномасштабной циркуляции атмосферы. Наиболее отчётливо такая связь проявляется в зоне Бенгельского апвеллинга. На широтном удалении 100 км от берега $|K_{\text{кор}}|$ между T и NAO достигают значений 0.7–0.8 практически на всей акватории исследования. T и NAO положительно коррелированы друг с другом.

Устойчивая корреляционная связь T и SOI отмечается на периферии Перуанского апвеллинга. (Рис. 8 с). T и SOI изменяются в противофазе.

Влияние Северо-Атлантического колебания на волновые процессы в океане не вызывает сомнений. Но удивительно то, что влияние NAO на волновые характеристики наиболее ярко проявляется в апвеллинговых зонах Южного полушария на широтном удалении 100 км от берега. На периферии Перуанского и Бенгельского апвеллингов оно наоборот несколько ослабевает (Рис. 5, 6, 7, 8 с, d).

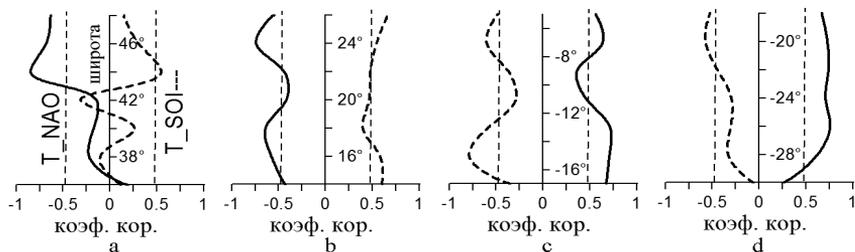


Рис. 7. Корреляционная связь T и NAO (сплошная линия), T и SOI (жирная штриховая) для Орегонского (а), Канарского (b), Перуанского (с) и Бенгельского (d) апвеллингов на широтном удалении 100 км от берега.

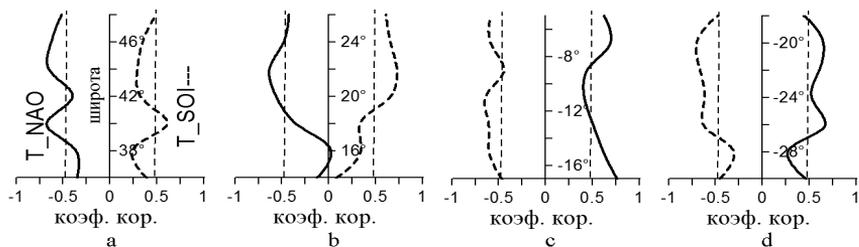


Рис. 8. Корреляционная связь T и NAO (сплошная линия), T и SOI (жирная штриховая) для Орегонского (а), Канарского (b), Перуанского (с) и Бенгельского (d) апвеллингов на широтном удалении 500 км от берега.

Южное колебание также в большей мере оказывает влияние на волновые процессы в Южном полушарии, но это влияние, вероятно, сглаживается прибрежным подъёмом вод. Поэтому корреляционная связь волновых характеристик (W, T) и Индекса Южного Колебания (SOI) наиболее ярко проявляется на периферии Перуанского и Бенгельского апвеллингов (Рис. 5, 6, 7, 8 с, d).

Заключение

Таким образом, по архивным гидрологическим данным для районов максимальной интенсивности и максимальной внутригодовой изменчивости Орегонского, Канарского, Перуанского и Бенгельского апвеллингов выполнено исследование сезонной изменчивости термического индекса апвеллинга, частоты плавучести и характеристик низшей моды внутренних волн. Исследована связь характеристик апвеллингов и индексов крупномасштабной циркуляции атмосферы.

Устойчивой корреляционной связи индексов TUI и NAO, TUI и SOI не выявлено.

Показано наличие устойчивой корреляционной связи максимума частоты Вьясьяля-Брента и индекса Северо-Атлантического Колебания на всей акватории исследования апвеллингов Южного полушария. N_{\max} и NAO изменяются в противофазе, средняя величина коэффициента корреляции составляет – 0,7 как непосредственно в районе подъёма вод, так и на периферии апвеллинговых зон.

Выявлено наличие устойчивой корреляционной связи максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды свободных внутренних волн и индекса Северо-Атлантического Колебания на всей акватории исследования апвеллингов Южного полушария как непосредственно в районе подъёма вод, так и на периферии апвеллинговых зон. W_{\max} и NAO положительно коррелированы друг с другом.

Показано наличие устойчивой корреляционной связи максимума частоты плавучести, максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды свободных внутренних волн, их собственных периодов и индекса Южного Колебания на периферии Перуанского апвеллинга. N_{\max} и SOI положительно коррелированы друг с другом. W_{\max} , T и SOI изменяются в противофазе.

Выявлено наличие устойчивой положительной корреляционной связи собственного периода первой моды внутренних волн и индекса NAO на широтном удалении 100 км от берега в зоне Бенгельского апвеллинга.

THE ESTIMATION OF RELATIONSHIP OF ANNUAL VARIABILITY OF UPWELLING CHARACTERISTICS ALONG THE WESTERN COASTS OF AFRICA AND AMERICA WITH LARGE-SCALE ATMOSPHERIC CIRCULATION

A.E. Bukatov, N.M. Solovei

The coordination of the annual variability of thermal upwelling index, of buoyancy frequency and characteristics of the lowest mode of internal waves with annual cycle of indexes of large-scale atmospheric circulation had been considered in the water areas of Oregon, Canarian, Peruvian and Benguela upwellings on the basis of archive base (WOD-2013).

Литература

1. Фёдоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 296 с.
2. Перри А.Х., Уокер Дж.М. Система океан - атмосфера. – Л.: Гидрометеоздат, 1979. – 195 с.
3. World Ocean Database 2013, <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/ind-prod.html>
4. Букатов А.Е., Соловей Н.М. Внутригодовая изменчивость характеристик Бенгельского и Перуанского апвеллингов // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАНУ, 2011, вып.16. – с.180 – 185.
5. Миропольский Ю.З. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 302 с.
6. Краусс В. Внутренние волны. – Л.: Гидрометеоздат, 1968. – 272 с.
7. Гриценко В.А., Красицкий В.П. Об одном способе расчёта дисперсионных соотношений и собственных функций внутренних волн в океане по данным натурных измерений // Океанология. – 1982, т. 22, вып. 4. – с. 546 – 549. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>
8. Чернышков П.П., Сирота А.М., Тимохин Е.Н. Структура и динамика вод в районах Канарского и Бенгельского апвеллингов в Атлантическом океане и их влияние на популяции пелагических рыб. – Калининград: АтлантНИРО, 2005. – 195 с.
9. Брукс К., Карузерт Н. Применение статистических методов в метеорологии. – Л.: Гидрометеоздат, 1963. – 415 с.

ОБОБЩЁННЫЙ МЕТОД СТАТИСТИЧЕСКОГО T-S АНАЛИЗА И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ В ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Соколов В.А.

ФГБУ Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова (ГОИН)

Проведённые в работе исследования и полученные в ней результаты преобразуют метод статистического T-S анализа (Мамаев О.И., 1987) из аппарата качественного анализа морских наблюдений в современный аппарат их количественного анализа. В предлагаемом обобщении метода введены количественные критерии его применимости, устойчивости полученных в нём результатов к статистике исходных данных, приводится доказательство соответствия объектов исследования метода водным массам, в районе морских исследований. Описываются примеры практического использования обобщённого метода в исследованиях Северной Атлантики.

Введение

Пространственно-временная изменчивость термохалинных полей (ТХП) формируется под воздействием совокупности процессов, происходящих в морской среде, исследование которых следует проводить на основе наиболее общего аппарата анализа природных физического процессов. Этим требованиям соответствует анализ гистограмм совместных функций плотности вероятности температуры – T и солёности – S морских вод (СФПВ T-S или гистограмм), построенных по данным совместных T-S наблюдений на фиксированном горизонте. Впервые, такой анализ был применён Монтгомери [1] в совместных исследованиях T, S поверхностных вод вблизи точки погоды J в Северной Атлантике (СА). Аналогичная методика применялась в исследованиях вод Тихого и Индийского океанов [2–6]. Описание этого аппарата анализа наблюдений ТХП приводится в монографии [7]. К недостаткам описанного в ней метода относятся:

1. отсутствие критериев к количеству T-S наблюдений, требуемых для построения T-S гистограмм, и устойчивости полученных результатов к статистике исходных данных наблюдений.
2. отсутствие доказательства соответствия морским водным массам, анализируемым в методе объектам – кластерам на построенных T-S гистограммах,

3. отсутствие способов введения в расчёты гистограмм масштаба пространственного осреднения данных наблюдений и возможности уменьшения влияния на расчёты гистограмм пространственной анизотропии исходных данных.

В этой работе с учётом ранее проведённых и опубликованных автором доработок [10–14] метод статистического T-S анализа доводится до уровня современного физического аппарата количественного анализа морских наблюдений, позволяющего:

- по заданным априори требованиям к точности анализа наблюдений и точности их инструментальных измерений рассчитывать необходимое для проведения анализа количество данных;
- получать результаты анализа, устойчивые к статистике исходных данных;
- проводить расчёты гистограмм с учётом требуемого масштаба горизонтального осреднения наблюдений с подавлением влияния на эти расчёты пространственной анизотропии исходных данных [10-14],
- в зависимости от масштабов исследований использовать аппарат анализа, использующий либо интегральные, либо локальные гистограммы СФПВ T-S [14];
- иметь доказательство соответствия кластеров, образуемых на гистограммах точками T-S наблюдений, водным массам, расположенным на исследуемом горизонте в районе морских исследований.

В конце работы приводится перечень океанографических задач, решение которых основывается на применении гистограмм СФПВ T-S.

Виды представлений статистических распределений ТХП

В зависимости от размеров районов морских исследований гистограммы СФПВ T-S разделяются на два вида – интегральные и локальные. Интегральные гистограммы характеризуют вероятность появления на рассматриваемом горизонте исследуемого района комбинаций T-S значений, размещённых в различных ячейках этих гистограмм. Локальные гистограммы СФПВ T-S характеризуют вероятность появления на рассматриваемом горизонте в окрестности исследуемой точки комбинаций T-S значений, размещённых в различных ячейках этих гистограмм.

Описание аппарата совместного статистического анализа ТХП и определение критериев его применимости

Исследование статистики измеренных значений величины Q , представленной в виде ряда её измеренных значений, можно осуществлять на основе анализа гистограммы функции плотности вероятности Q (ФПВ- Q). Построение такой гистограммы начинается с определения величины градации оси $Q - \Delta Q$. Этот процесс начинается с выделения в ряде измеренных значений Q его максимальной – Q_{\max} и минимальной – Q_{\min} величин, задания достаточной для анализа Q величины её дискретизации – dQ , после чего искомая величина ΔQ с учётом [8,9] определяется соотношением:

$$\Delta Q = \max \left\{ \frac{Q_{\max} - Q_{\min}}{N - 1}, \max(dQ, \delta Q) \right\} \quad (1)$$

где δQ инструментальная точность измерений Q , N – количество данных наблюдений Q . При заданных значениях: $dQ = \Delta Q$, $Q_{\max} - Q_{\min}$, при выполнении условия:

$$\frac{Q_{\max} - Q_{\min}}{N - 1} > \max(dQ, \delta Q)$$

формула (1) может быть использована для определения оценки минимального числа наблюдений – M , необходимого для построения устойчивых значений гистограммы ФПВ – Q :

$$M = \frac{Q_{\max} - Q_{\min}}{dQ} + 1 \quad (2)$$

Эффективность критерия (2) в оценке количества данных, требуемых для построения гистограммы ФПВ- Q , в условиях получения устойчивой к статистике наблюдений формы гистограммы ФПВ- Q , зависит от природы Q и определяется эмпирическим путём. Для этого при сохранении в ряде Q величин Q_{\min} , Q_{\max} , $dQ = \Delta Q$ проводится варьирование числа данных $N > M$ в этом ряду. В зависимости от требований, предъявляемых к устойчивости полученных форм распределений на гистограмме ФПВ- Q , принимается решение о достаточности или недостаточности количества исходных данных – N для построения указанной гистограммы.

При построении совместной двумерной гистограммы, такой как СФПВ Т-S формула (2) преобразуется к виду:

$$N = M_T M_S = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{dT} \frac{S_{\max} - S_{\min}}{dS} + \frac{T_{\max} - T_{\min}}{dT} + \frac{S_{\max} - S_{\min}}{dS} + 1, \quad (3)$$

где $M_T = M_S$ соответствуют количеству пар совместных T, S наблюдений, количество наблюдений по каждому из этих величин определяется по формуле (2). Используя формулу (3), получим оценку минимального числа наблюдений – N, необходимых для построения гистограммы СФПВ T-S при следующих значениях исходных данных: $T_{\max} - T_{\min} = 15^\circ$; $S_{\max} - S_{\min} = 3 \text{ ‰}$; $dT = 0.1^\circ$; $dS = 0.1 \text{ ‰}$, тогда $N = 6\,301$.

Устойчивость полученных форм гистограмм СФПВ T-S, построенных по климатическим массивам T-S наблюдений, к вариациям числа пар T-S наблюдений – N, определялась с учётом выполнения перечисленных ниже требований, связанных со стабильностью размещённых на них кластеров. Первое из них связано с сохранением на гистограммах СФПВ T-S неизменным количества наиболее крупных кластеров, на долю которых приходится не менее 80 % всех T-S наблюдений (далее - основные кластеры). Второе - связано с устойчивостью положений максимумов этих кластеров (в пределах $\pm 5 \%$ изменений их величин по T и S). С учётом выполнения этих критериев, результаты анализа массовых построений гистограмм СФПВ T-S, размещённых в регионе СА на площадях различных десятиградусных трапеций на горизонтах от 0 м до 2000 м, подтвердили эффективность оценки количества данных, рассчитанных по формуле (3). Устойчивость гистограмм СФПВ T-S, построенных по данным наблюдений, требуемое количество которых рассчитывалось по формуле (3), к вариации количества T-S данных в массивах наблюдений, используемых при построении гистограмм, связана с устойчивостью присутствующих в ТХП. Подробное описание методики построения интегральных и локальных гистограмм СФПВ T-S на уровне требуемого уровня доверительного интервала вероятности – G%, описание расчётов весовых множителей наблюдений, учитывающих при построении гистограмм, требуемый масштаб пространственного осреднения – L и понижающих влияние пространственной анизотропии в распределении исходных T-S данных при построении гистограмм, описаны в работах [10–14].

Свойства и закономерности совместных статистических распределений ТХП, их физический смысл и связь со свойствами морских вод

Общей закономерностью интегральных и локальных гистограмм СФПВ T-S является наличие на гистограммах эллипсоидных сгущений (кластеров), образуемых точками T-S наблюдений или изолиниями равных частот реализации этих наблюдений в природе. Количество кластеров на гистограммах зависит от океанографических особенностей района исследований и глубины рассматриваемого горизонта. Докажем, что каждому кластеру на гистограмме СФПВ T-S соответствует своя водная масса (ВМ). В соответ-

ствии с [17] ВМ называется объёмное структурное образование, в пределах которого совместные изменения T, S с глубиной описываются единым для этого объёма законом. В работах [7,18] показано, что T - S диаграммы, дающие графическое представление совместных изменений T, S с глубиной на плоскости T, S координат, образуют различные воронкообразные пучки, сужающиеся с ростом глубины горизонтов. В местах сужения этих пучков часть диаграмм образуют сообщества близких друг другу кривых, что в соответствии с определением ВМ [17] свидетельствует об их принадлежности к одной ВМ. Сечение такого пучка диаграмм фиксированным горизонтом образует на нём кластер из точек T, S наблюдений, принадлежащих одной ВМ, что и требовалось доказать.

Совместные статистические распределения ТХП, полученные на гистограммах СФПВ T - S , построенных с учётом критерия (3), устойчивы к вариациям количества исходных данных в рядах T - S наблюдений. Устойчивость полученных распределений определялась в соответствии с введёнными в предыдущем разделе критериями неизменности количества основных кластеров на гистограммах СФПВ T - S и стабильностью положения на гистограммах их экстремумов.

Изменение во времени площадей кластеров, располагаемых как на интегральных, так и на локальных гистограммах СФПВ T - S , пропорционально изменениям вероятностных объёмов ВМ, размещаемых в пределах площадей на рассматриваемых горизонтах (для интегральных гистограмм) и в окрестностях исследуемых точек (для локальных гистограмм).

Стабильность положения во времени экстремумов кластеров на интегральных и локальных гистограммах СФПВ T - S связана с вертикальными конвективными перемещениями морских вод, происходящими на поверхности раздела различных вод, образующей гидрологический фронт [18]. Физический механизм этих перемещений связан с уплотнением при смешении. Например [7], уплотнение морских вод при их перемешивании на фронте течений Гольфстрима и Лабрадор, воды которых в районе Ньюфаундлендской банки имеют близкие значения плотности, в процессе их перемешивания могут уплотняться до величин 1.4 условной плотности и более. В результате перемешанные уплотнённые воды этих течений под действием силы тяжести перемещаются на нижние горизонты, покидая горизонт своего образования, а на место углубившихся вод со стороны вод поступают новые воды Гольфстрима и Лабрадорского течения. Описанный механизм осуществляет поддержку скачкообразных изменений T и S на гидрологическом фронте.

При построении гистограмм Рис. 1 использовались данные наблюдений в СА летом на горизонте 100 м в районе расположения дельты Гольфстрима:

38°–48° с.ш., 38°–48° з.д., полученные за временные интервалы летних сезонов: а) 1942–1976, б) 1977–1998, в) 1999–2011 гг.

За каждый из указанных климатически интервалов сезонных наблюдений на исследуемом горизонте располагалось не менее 8 000 T-S данных, что обеспечивает устойчивость построенных гистограмм к количеству данных в рядах T-S наблюдений. Построение гистограмм Рис.1 осуществлялось при расчёте весовых множителей наблюдений на масштабе горизонтального осреднения 60 морских миль [10–14, 16].

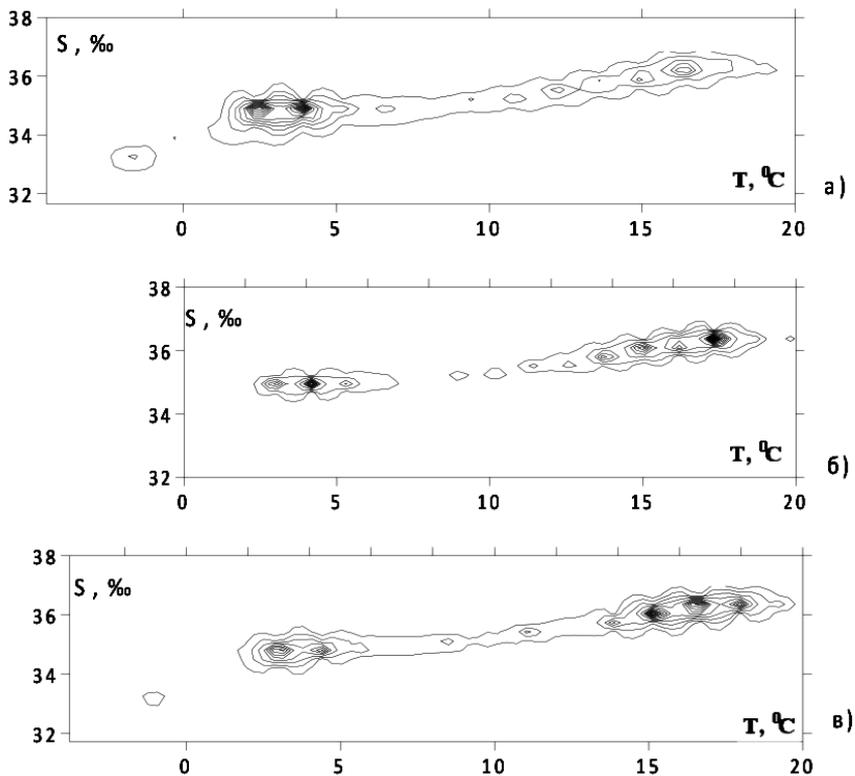


Рис. 1. Гистограммы СФПВ T–S на горизонте 100 м, для уровня доверительного интервала вероятности 90 %.

Анализ результатов, представленных на Рис.1 показал, что через район исследований проходит гидрологический фронт течений Гольфстрим и Лабрадор. Тёплые солёные воды течения Гольфстрим, представлены кластера-

ми, расположенными в верхней правой части гистограмм Рис.1 а–в. Холодные арктические воды пониженной солёности течения Лабрадор представлены на тех же гистограммах кластерами, размещёнными в их нижнем левом углу. За анализируемый интервал наблюдений в исследуемом районе наблюдался общий сдвиг к северу тёплых и холодных вод [19], что проявилось в изменении во времени процентного присутствия объёмов тёплых и холодных вод в районе исследований. На Рис. 1 это явление отмечено увеличением со временем интегрального кластера тёплых вод и аналогичным уменьшением во времени кластера холодных вод. Несмотря на описанные закономерности региональных изменений статистики ТХП на гистограммах СФПВ Т-S, общая структура термохалинных полей, характеризуемая количеством основных кластеров на гистограммах (на долю которых приходится от 80 % и более вероятных состояний морских вод), их взаимным расположением на гистограммах и положением их экстремумов, осталась стабильной. Проведённый анализ закономерностей в распределении кластеров водных масс на Рис.1 показал:

- интегральные кластеры тёплых и холодных вод располагаются на гистограммах в направлении следования изолиний равных плотностей (не обозначенных на Рис.1 изопикн), что при наличии в полях Т и S чётко обозначенных фронтов сочетается со слабой выраженностью фронта в поле плотности морской воды;
- в пределах каждого кластера изолинии равных вероятностей располагаются симметрично относительно их экстремумов, что обеспечивает сближение в них средних и модальных значений Т, S в пределах каждого кластера;
- низкая вероятность Т-S значений, расположенных в промежутке между кластерами холодных и тёплых вод, образующих гидрологический фронт.

Слабая выраженность фронта в поле плотности морской воды в местах расположения чётко выраженных фронтов в полях Т и S отмечалась в районах расположения климатических гидрологических фронтов течений типа Гольфстрим и Куроисио [7, 20, 21]. По всей вероятности, этот эффект связан с процессами перемешивания вод на гидрологическом фронте, их последующим уплотнением и перемещением уплотнённых вод на нижние горизонты. Этот механизм согласуется:

- с малой вероятностью существования в природе вод со значениями Т, S, соответствующих их средним величинам, между кластерами ВМ Гольфстрима и Лабрадор (см. Рис.1);
- с фактом мощного уплотнения морских вод на фронте Гольфстрим-Лабрадор (до 1.4 условной плотности и более [7]).

Симметрия расположения изолиний равных вероятностей реализаций T-S внутри кластеров ВМ означает, что в пределах одной ВМ средние и модальные значения T, S совпадают или же близки друг к другу. Этот факт, устанавливающий близость средних и модальных T, S значений в условиях принадлежности T-S наблюдений одной ВМ, обосновывает возможность использования для описания модальных значений ТХП уравнений, описывающих эволюцию во времени и пространстве их средних величин. Отмеченный факт имеет принципиальное значение, поскольку физический смысл средних величин ТХП далеко не всегда очевиден (например, в случаях, гидрологических фронтов), а физический смысл модальных величин очевиден по их определению. Отсутствие в современной физике технологий вывода уравнений для описания модальных значений случайных величин [22] означает, что определение условий, обосновывающих применение для описания модальных значений ТХП, уравнений, описывающих изменения их средних величин (имеются в виду осреднённые уравнения для T и S [22, 23]) имеет принципиальное физическое значение.

Распределение кластеров на гистограммах СФПВ T-S несёт информацию о типах доминирующей циркуляции вод, под влиянием которых формировались анализируемые ТХП [12, 13]:

- в зонах гидрологических фронтов, характеризуемых высокими скоростями горизонтальных течений, кластеры СФПВ T-S располагаются в направлении расположения на гистограммах изопикн, образующих острый угол с осью температур - T;
- доминирование вертикальной циркуляции в процессах формирования ТХП соответствует расположению кластеров ВМ на гистограммах СФПВ T-S в направлении близкому к 90° к оси T. Последнее имеет место в областях океанов и морей, где в формировании ТХП доминируют процессы взаимодействия океан-атмосфера, приводящие к процессам вертикальной конвекции. К последним относятся районы тропических зон Мирового океана, расположенные за пределами зон струйных течений, а так же районы СА, размещённые к югу от Исландии, где воды тропической Атлантики, переносимые потоком Северо-Атлантического течения, отдают своё тепло в атмосферу. Похожие примеры конфигураций кластеров на гистограммах СФПВ T-S имеют место в зонах берегового апвеллинга [12, 13].

Что касается региональных свойств совместных статистических распределений ТХП, то они характеризуются количеством основных кластеров, представленных на гистограммах СФПВ T- S в районах исследований, их взаимным расположением и тенденциями временных изменений площадей этих кластеров, пропорциональных изменениям объёмов соответствующих им ВМ в анализируемых районах.

Применение закономерностей и региональных особенностей совместной статистики ТХП в океанографических исследованиях

Все описываемые ниже методы основаны на анализе гистограмм СФПВ Т-S, построенных с учётом заданного уровня доверительного интервала вероятности – $G\%$. Эти гистограммы строятся по данным исходных массивов Т-S наблюдений, называемых далее тестовыми массивами, в которых количество наблюдений удовлетворяет критерию (3), а распределения в построенных гистограммах СФПВ Т-S соответствуют описанным в данной работе критериям устойчивости гистограмм. Ниже представлен перечень океанографических задач, решаемых на основе описанных выше свойств и закономерностей статистических распределений ТХП:

1. Автоматическая фильтрация массивов Т-S наблюдений от случайных и систематических ошибок [10-14];
2. Тестирование расчётных значений ТХП, полученных в результате интерполяции данных Т, S наблюдений или же в результате численного моделирования этих полей [15,16];
3. Селекция и коррекция на требуемом уровне доверительного интервала вероятности $G\%$ в расчётных значениях ТХП маловероятных результатов [15,16].

Выводы

1. Проведена доработка метода качественного статистического Т-S анализа, описанного в работе [7] до уровня современного метода количественного анализа этих полей, включающий в себя:
 - способ расчёта количества данных в анализируемых рядах наблюдений, требуемого для корректного проведения их совместного анализа;
 - критерии устойчивости полученных результатов по отношению к статистике исходных данных;
 - доказательство соответствия объектов исследований (кластеров на гистограммах СФПВ Т-S) водным массам, распределённым по площади исследуемого горизонта;
2. В ранее опубликованных работах автора [10-14] описаны отсутствующие в [7] способы:
 - построения гистограмм СФПВ Т-S с учётом требуемого уровня пространственного осреднения - L,
 - уменьшения влияния на расчёты гистограмм пространственной анизотропии в распределении данных наблюдений,

- построения локальных гистограмм СФПВ T-S, позволяющих исследовать особенности совместных статистических распределений T-S в окрестности исследуемой расчётной точки;
 - построения гистограмм с учётом требуемого уровня доверительного интервала вероятности.
3. Приведены примеры практического использования предложенного метода статистического T-S анализа в океанографических исследованиях Северной Атлантики.

GENERALIZED METHOD STATISTICAL T-S ANALYSIS AND ITS APPLICATION TO OCEANOGRAPHIC STUDIES OF THE NORTH ATLANTIC

Sokolov V.A.

In the proposed generalization of the method introduced quantitative criteria for its applicability, the stability of the obtained results to the statistics of the original data, obtained proof of compliance of the objects of his studies of water masses, placed on the horizon in the area of marine research. Examples of practical use of the generalized method in studies of the North Atlantic are presented.

Литература

1. Montgomery R.B. Characteristics of surface water at Weather Ship – J. Pap. In Mar. Biol. and Oceanogr.- Deep-Sea Res. 1955, Suppl. to vol. 3, p. 331-333.
2. Cochrane J. D. The frequency distribution of surface water characteristics in the Pacific Ocean. – Deep-Sea Res. 1956, vol. 4, N 1, p. 45-53.
3. Cochrane J. D. The frequency distribution of water characteristics in the Pacific Ocean. – Deep-Sea Res. 1958, vol.5, N 2, p. 11 -127.
4. Pollak M. Frequency distribution of potential temperatures and salinities in the Indian Ocean. - Deep-Sea Res. 1958, vol. 5, N 2 p.128-133.
5. Montgomery R.B. Water characteristics of Atlantic Ocean and of World Ocean. Deep-Sea Res. 1958, vol. 5, N 2 p. 134- 148.
6. Wyrтки K., Kilonsky B. Mean water and current structure during the Hawaii- to –Tahiti shuttle experiment –J. Phys. Oceanogr., 1984, vol. 14, N 2, p. 212-254.
7. Мамаев О.И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л., Гидрометеоиздат 1987, 296 с.

8. Худсон Д. Статистика для физиков. Мир, 1970, 295 с.
9. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М., Наука, 1969, 576 с.
10. Соколов В.А. Применение совместного статистического анализа термohалинных и плотностных полей для фильтрации и представления массивов данных морских гидрологических наблюдений. В сборнике «Сообщения по прикладной математике». ВЦ им. Дородницына РАН М., 2005.
11. Соколов В.А., Апухтина С.П. Технология и результаты построения гидрологических полей Северной Атлантики на основе совместного объёмного статистического анализа массивов из исходных данных. Труды ГОИН'а, Вып. 210, Москва, 2007, с.64 – 76.
12. Соколов В.А., Апухтина С.П. Статистическая модель климата термohалинных полей и результаты ее реализации в Северной Атлантике. Труды ГОИН'а, Вып. 211, Москва, 2008, с.99 –115.
13. Соколов В.А., Апухтина С.П. «Статистическая модель климатических состояний термohалопикнических полей Северной Атлантике и возможности её практического использования в океанографических исследованиях». Труды ГОИН'а, Вып. 212, Москва, 2009, с. 48- 63.
14. Соколов В.А., Апухтина С.П. Метод совместного статистического анализа термohалинных полей морской среды и возможности его использования в практической океанографии. Труды ГОИН'а, Вып. 215, Москва, 2014, с.75- 89.
15. Соколов В.А., Грузинов В.М. Проблемы моделирования гидрологических полей в арктических морях. Арктика экология и экономика. №2, Москва: Академпринт, 2014, ст. 40-49,
16. Соколов В.А., Фомин В.В. Метод совместной интерполяции и анализа вероятных значений термohалинных полей на примере его использования в зоне фронта Голфстрима. Труды ГОИН'а, Вып. 216, Москва, 2015, с. 48- 59.
17. Добровольский А.Д. Об определении водных масс – Океанология, 1961, т. 1 вып. 1 с. 12-24.
18. Wyrтки K., Kilonsky B. Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment –J. Phys. Oceanogr., 1984, vol. 14, N 2, p. 212-254.
19. Стоммел Г. Гольфстрим. М.: Иностранная литература, 1963. 226 с.
20. Грузинов В.М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 272 с.
21. Фёдоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983, 296 с.
22. Ландау Л.Д., Лифшиц Е. М. Теоретическая физика, т. 1,2. М.: Наука, 1988.
23. Шулейкин В.В. Физика моря. М: Наука 1968, 1090 с.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ПЕРИОДЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПО ФИНСКОМУ ЗАЛИВУ ВОЛН НЕВСКИХ НАВОДНЕНИЙ

В.Н. Сухачев^{1,2}, Е.А. Захарчук^{1,2}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет

² Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института
им. Н.Н.Зубова

Исследованы условия стратификации вод Финского залива во время опасных подъемов уровня на востоке Финского залива. Изучена временная изменчивость вертикальных профилей скорости течений в трех разных районах Финского залива во время прохождения волн, формирующих невские наводнения. Исследована взаимосвязь баротропной и бароклинной компоненты течений с колебаниями уровня моря и изменчивость ветра.

Введение

К наводнениям в Санкт-Петербурге принято относить повышения уровня более 160 см относительно нуля Кронштадского футштока, за который принимается среднее многолетнее положение водной поверхности Балтийского моря у гидрометеорологического поста Кронштадт (о. Котлин). При таких подъемах уровня моря воды р. Невы выходят из берегов, и в Санкт-Петербурге происходят подтопления городских территорий, известные как невские наводнения. В ряде случаев наводнения в устье Невы оборачивались для жителей Санкт-Петербурга настоящим стихийным бедствием с человеческими жертвами. Так, катастрофическое наводнение 1824 г. стоило городу около 4000 человеческих жизней.

Статистические данные показывают, что опасные подьёмы уровня на востоке Финского залива происходят в любое время суток и сезона года при самых разнообразных погодных условиях в этом регионе. В 90 % случаев наводнения в устье Невы отмечались осенью и зимой (сентябрь-февраль) при сильных и штормовых западных или юго-западных ветрах. Наибольшее количество наводнений происходило при скорости ветра около 12 м/с, а катастрофические наводнения сопровождалось ветром со скоростью 15–25 м/с (Макринова, 1954). Но бывали наводнения и при очень слабом локальном западном ветре в районе Невской губы, при полном его отсутствии и, даже, при восточном и северо-восточном ветре (Сводный научно-технический отчет..., 1966).

Существующие представления о механизмах опасных подъёмов уровня моря, вызывающих наводнения в устье Невы, сложились ещё в середине прошлого века и до последнего времени практически оставались без изменений, так как считалось, что эти механизмы хорошо известны и подробно исследованы на эмпирическом и теоретическом уровнях. Их описанию посвящено большое количество научных, научно-популярных статей и монографий, подробный список которых можно найти в работах (Берх, 1826; Макринова, 1954; Сводный научно-технический отчет..., 1966; Лабзовский, 1971; Померанец, 2009; Захарчук и Тихонова, 2011).

Исторические данные о произошедших в Санкт-Петербурге наводнениях свидетельствуют, что их число в конце XX и начале XXI веков заметно возросло. Результаты, представленные на Рис. 1, показывают, что за последние 30 лет количество наводнений в устье Невы увеличилось в 1.6 раза по сравнению с предыдущим тридцатилетием. Отмечающееся в последние десятилетия заметное увеличение количества опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива не находит пока ещё внятного научного объяснения его причин. Устоявшиеся на сегодняшний день представления об основном механизме наводнений в устье Невы, связанном с совместным воздействием штормового нагона и длинной гравитационной волны, амплитуда которой резко возрастает в результате резонанса с аномобарическими силами, – выглядят ограниченными на фоне современных теоретических исследований динамики низкочастотных волн, и, в частности, градиентно-вихревых волн.

Несмотря на ввод в эксплуатацию в 2011 г. комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений (КЗС), в рамках которого функционирует автоматизированная система предупреждения угрозы наводнений (СПУН), проблема опасных подъёмов уровня остаётся насущной для районов Санкт-Петербурга и Ленинградской области, расположенных к западу от КЗС. Здесь, во время экстраординарных подъёмов уровня, подвержены подтоплению прибрежные территории, размываются береговая линия, пляжи Курортного района Санкт-Петербурга, участки шоссейных дорог, наносится ущерб объектам хозяйственной деятельности, построенным в береговой полосе.

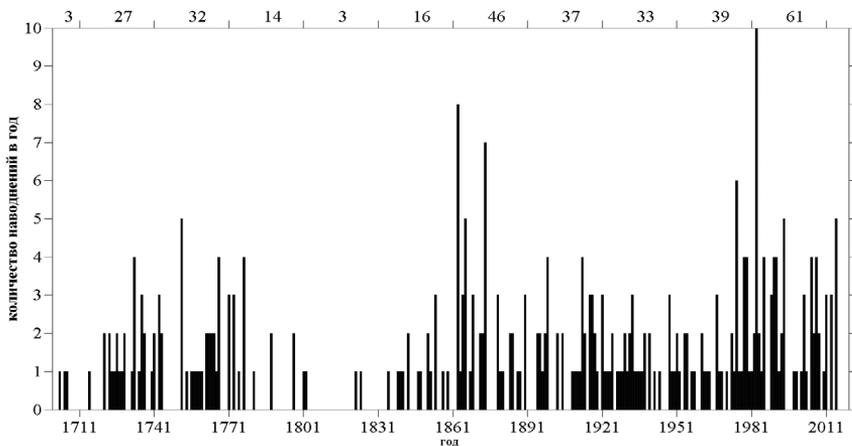


Рис. 1. Распределение случаев Невских наводнений по годам по данным К.С. Померанца (Померанец, 2009). На верхней шкале указано количество наводнений, произошедших за каждые тридцать лет.

Данные и методы

Для исследования изменчивости гидрометеорологических характеристик в периоды распространения по Финскому заливу волн невских наводнений мы привлекли данные инструментальных измерений течений, полученные с помощью ADCP. В работе использовались данные трех донных станций, расположенных в Финском заливе, период работы которых охватывал наводнение в Санкт-Петербурге в конце декабря 2011 года (Рис. 2). Информация о точках постановки станций, периоду их работы и дискретности измерений представлена в Таблице 1.

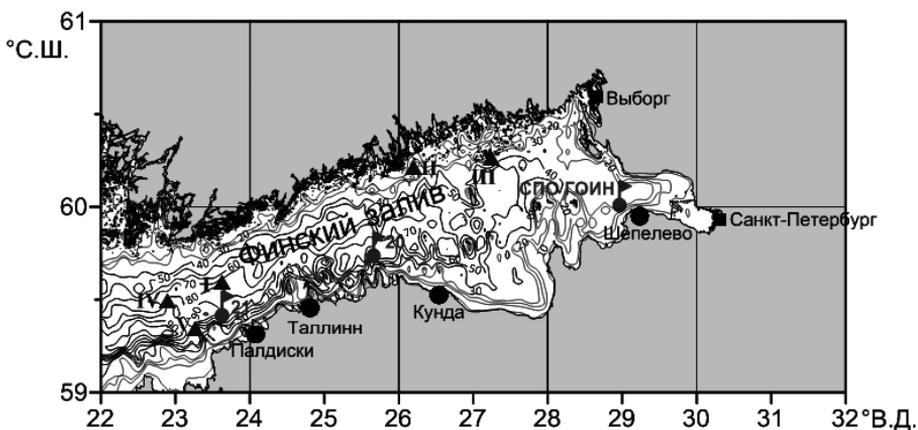


Рис. 2. Местоположение автономных станций, оборудованных ADCP (флажки), пунктов мареографных измерений уровня моря (кружки) и океанографических станций, на которых выполнялись вертикальные зондирования температуры и солёности (треугольники).

Таблица 1.

Информация о месте и продолжительности работ автономных донных станций Таллиннского института морских систем MSI TTU

Номер или название	Владелец станции	Дата постановки – дата снятия	Дискретность измерений (мин)	Координаты постановки	Глубина постановки (м)	Количество горизонтов
СПО ГОИН	СПО ФГБУ ГОИН	сентябрь 2008 – август 2012	1	60° 1' с.ш. 29.1' в.д.	19	11
20	MSI TTU	21.12.2011-9.05.2012	30	59° 45'.051 с.ш. 25° 27',193 в.д.	85	38
21	MSI TTU	21.12.2011-9.05.2012	30	59° 26'.485 с.ш. 23°541'.13 2 в.д.	90	39

Для исследования колебаний уровня моря использовались данные мареографных станций, расположенных в Балтийском море. Эти данные были получены с сайта <http://www.boos.org> международного проекта BOOS (Baltic Operational Oceanographic System). Были использованы данные с 5 пунктов – Горный институт, Таллинн, Кунда, Шепелево и Палдиски (Рис. 2). Для дальнейшей работы данные со всех станций были проанализированы на охватываемый период работы, наличие пропусков и их продолжительность. Данные были синхронизированы по времени и приведены к одной дискретности – 1 час.

Оценка стратификации и, тем более, ее изменений во времени в периоды распространения по Финскому заливу топографических волн, вызывающих экстраординарные подъемы уровня моря в Невской губе, весьма проблематична, так как в экстремальных штормовых условиях инструментальные судовые измерения океанографических характеристик, как правило, затруднены. Для оценки условий вертикальной стратификации в период формирования опасных подъемов уровня на востоке Финского залива или в периоды штормовых условий (скорость ветра более 12 м/с) были привлечены данные судовых вертикальных зондирований Финского залива и Балтийского моря. Данные были получены с сайта <http://www.boos.org> международного проекта BOOS. Всего было проанализировано 142 океанологических станции на предмет попадания их в нужный район (Финский залив) и в заданный промежуток времени (условия шторма или при наводнении). Под такие условия попадали результаты только 5 зондирований (Рис. 2), выполненных финскими специалистами во время экспедиций на НИС «Aranda» в 1998 и 2007 годах в штормовых условиях, которые повлекли за собой наводнения в Санкт-Петербурге.

Для исследования взаимосвязи между колебаниями ветра и течений в Финском заливе во время прохождения волны, формирующей опасные подъемы уровня на востоке Финского залива, были привлечены ежечасные данные модели HIRLAM (ветер, давление, температура воздуха). Пространственное разрешение этих данных составляло 10x10 км, а временная дискретность – 1 час.

Взаимосвязь процессов оценивалась на основе взаимного корреляционного анализа. Расчет коэффициентов взаимной корреляции скалярного и векторного процесса проводилась согласно работе [9]. Такой анализ был необходим для оценки степени воздействия бароклинной и баротропной составляющей на колебания уровня моря. Следуя методике, изложенной в [9], вначале оценивались матрицы коэффициентов взаимных корреляций следующего вида:

$$D_{\xi V} = \begin{vmatrix} r_{\xi\xi} & r_{\xi u} & r_{\xi v} \\ r_{u\xi} & r_{uu} & r_{uv} \\ r_{v\xi} & r_{\xi u} & r_{vv} \end{vmatrix}, \quad D_{uv} = \begin{vmatrix} r_{uu} & r_{uv} \\ r_{vu} & r_{vv} \end{vmatrix}, \quad (1)$$

где $D_{\xi V}$ и D_{uv} – определители матриц, ξ – скалярный процесс (в нашем случае – уровень моря), V – векторный процесс (течения), u, v – составляющие векторного процесса V на параллель и меридиан, соответственно, $r_{\xi\xi}, r_{\xi u}, r_{uv}, \dots, r_{vv}$ – коэффициенты взаимной корреляции. Затем рассчитывался множественный коэффициент взаимной корреляции между скалярным (ξ) и векторным процессами (V):

$$R_{\xi V}(\theta, t) = \sqrt{1 - \frac{D_{\xi V}}{D_{uv}}}, \quad (2)$$

где θ – временной сдвиг, t – время.

Для случая с оценкой степени воздействия бароклиной и баротропной составляющей на колебания уровня моря расчет $R_{\xi V}(\theta, t)$ производился с учетом нестационарности процессов. Период квазистационарности для расчетов $R_{\xi V}(\theta, t)$ принимался равным 72 часам, а интервал скольжения – 24 часам.

Расчет коэффициентов взаимной корреляции векторных процессов проводился согласно методике, изложенной в работах [1,7]. Этот вид взаимно корреляционного анализа использовался для оценки влияния поля ветра на формирование течений. Переход от составляющих скоростей ветра к касательному трению проводился по известной формуле $\vec{\tau} = c\rho_0 \vec{W} |\vec{W}|$ (где c – безразмерный коэффициент, ρ_0 – плотность воздуха).

Учитывая, что $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ – векторные процессы, согласно [1], рассчитывались 2 инварианта взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ (формула 3) с учетом нестационарности процессов:

$$K_{VU}(\theta, t) = \begin{pmatrix} K_{v_1 u_1}(\theta, t), K_{v_1 u_2}(\theta, t) \\ K_{v_2 u_1}(\theta, t), K_{v_2 u_2}(\theta, t) \end{pmatrix}, \quad (3)$$

где $\vec{V}(t)$ и $\vec{U}(t)$ – векторные процессы, t – время, θ – временной сдвиг, v_1 – составляющая векторного процесса $\vec{V}(t)$ на параллель; v_2 – составляю-

шая векторного процесса $\vec{V}(t)$ на меридиан; u_1 – составляющая векторного процесса $\vec{U}(t)$ на параллель; u_2 – составляющая векторного процесса $\vec{U}(t)$ на меридиан.

Линейный инвариант $I_1^{VU}(\theta, t)$ равен следу матрицы взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ и характеризует общность интенсивностей коллинеарных изменений векторных процессов $\vec{V}(t)$ и $\vec{U}(t)$. Индикатор вращения $\Omega^{VU}(\theta)$ равен разности недиагональных компонентов матрицы взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta)$ и характеризует общность ортогональных изменений в процессах $\vec{V}(t)$ и $\vec{U}(t)$, причем, если $\Omega^{VU}(\theta) > 0$, то процесс $\vec{U}(t)$ развернут в среднем относительно процесса $\vec{V}(t)$ на заданном промежутке времени по часовой стрелке, если $\Omega^{VU}(\theta) < 0$, – то против часовой стрелки. После нормирования $I_1^{VU}(\theta, t)$ и $\Omega^{VU}(\theta, t)$ на линейный инвариант тензора дисперсии, согласно [1], рассчитывались их нормированные значения: $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$. Период квазистационарности для расчета $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ принимался равным 72 часам, а интервал скольжения – 24 часам.

Изменчивость гидрометеорологических характеристик

Для подтверждения наличия стратификации в Финском заливе во время штормовых условий были привлечены судовые данные вертикальных зондирований в 1998 и 2007 годах (Рис. 3). Обращает на себя внимание, что в периоды формирования наводнений в центральной части Финского залива в 2007 году и в его западной части в 1998 году за счет турбулентного перемешивания образуется мощный квазиоднородный слой, достигающий глубин 55–65 метров, ниже которого располагается выраженный пикноклин, отделяющий более соленые воды, распространяющиеся в придонном слое (см. Рис. 3). Перепады температуры и солености между верхним квазиоднородным и придонным слоями достигают здесь 1,0–4,5°C и 0,3–1,4 ‰. В западной части залива наблюдается более сложное распределение температуры и солености. Здесь толщина верхнего квазиоднородного слоя существенно меньше, чем в центральной части залива, и составляет 12–32 м. Ниже отмечается выраженная инверсия температуры с ее перепадом в 0,4°C. Изменение солености от поверхности до дна имеет ступенчатую форму, а ее перепад составляет 0,5 ‰ на станции (e) и 2,5 ‰ на станции (d).

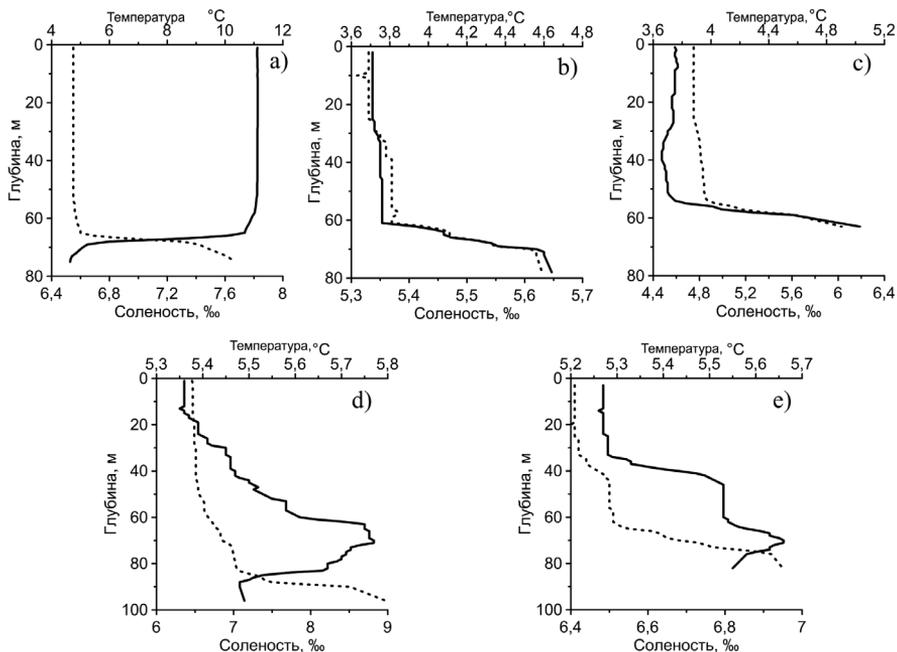


Рис. 3. Вертикальные профили температуры (сплошная линия) и солености (пунктирная линия) в различных районах Финского залива, полученные во время экспедиций на НИС «ARANDA», в периоды формирования наводнений в Невской губе: а – 19.10.1998, б – 10.01.2007, в – 12.01.2007, д – 12.01.2007, е – 12.01.2007.

Таким образом, результаты анализа вертикальных профилей температуры и солености, представленных на Рис. 3, показывают, что, несмотря на штормовой ветер, осенне-зимнюю конвекцию и интенсивное ветро-волновое перемешивание в Финском заливе сохраняется выраженная стратификация. По-видимому, в таких условиях при усилении процессов турбулентной вязкости и диффузии субстанции происходит значительное усиление процессов адвекции тепла и соли в Финский залив из открытой Балтики, что способствует поддержанию устойчивой стратификации.

Для исследования наличия бароклинной моды в волне, формирующей опасные подъемы уровня на востоке Финского залива, были отобраны синхронные измерения уровня на станциях Tallinn, Kunda и Шепелево за 5-дневный период, с 25 по 29 декабря 2011 года по среднеевропейскому

времени. Для этого же периода были отобраны данные трех автономных станций и модельные данные о скорости ветра по модели HIRLAM.

На Рис 4. представлены временной ход ежечасных значений векторов скорости ветра в районе работы автономной станции 20, изменения уровня моря на станциях Таллинн, Кунда, Шепелево, изменчивость вертикальных профилей скорости течений и их статистических характеристик (вектор математического ожидания и большая и малая оси эллипса среднего квадратического отклонения) на автономных станциях 21, 20 и SPBSOI, а также изменения температуры и солености в придонном слое на станции SPBSOI с 25 по 29 декабря 2011 г. Максимальная скорость ветра западных румбов в районе Финского залива в этот период по данным HIRLAM (Рис. 4а) достигала 20–24 м/с, а максимальные подъемы уровня в Таллинне составили 98 и 99 см, в Кунде – 145 и 149 см, в Шепелево – 178 и 158 см (см. Рис. 4б).

Видно, что максимумы подъёмов уровня в Шепелево наступают позже, чем в Таллинне на 8–11 часов, что свидетельствует о поступательном характере волн наводнений. Их период (T), оцененный по времени между двумя соседними максимумами уровня моря составляет приблизительно 26–28 часов, что близко к периоду собственных колебаний в системе Балтика – Финский залив (29 часов), рассчитанных на основе численного гидродинамического моделирования (Захарчук и Тихонова, 2007). Принимая, что расстояние между Таллинном и Шепелево $L = 250$ км и, зная время запаздывания наступления максимума на этих станциях $\Delta t = 8 \div 11$ часов, можно приблизительно оценить скорость распространения волн наводнений $c_f = L/\Delta t = 6.3 \div 8.7$ м/с, а также их длину $\lambda = T \times c_f = 590 \div 877$ км. Эти оценки хорошо согласуются с характеристиками волн наводнений, полученными ранее на основе фурье-анализа синхронных измерений уровня на материковых и островных станциях в восточной части Финского залива [4].

При распространении волн наводнений на востоке Финского залива (станция SPBSOI) отмечались заметные изменения в придонном слое (19 м) температуры воды на (0.8°C) и ее солености (на 1.4 ‰) с тенденцией их увеличения (см. рис. 4 в).

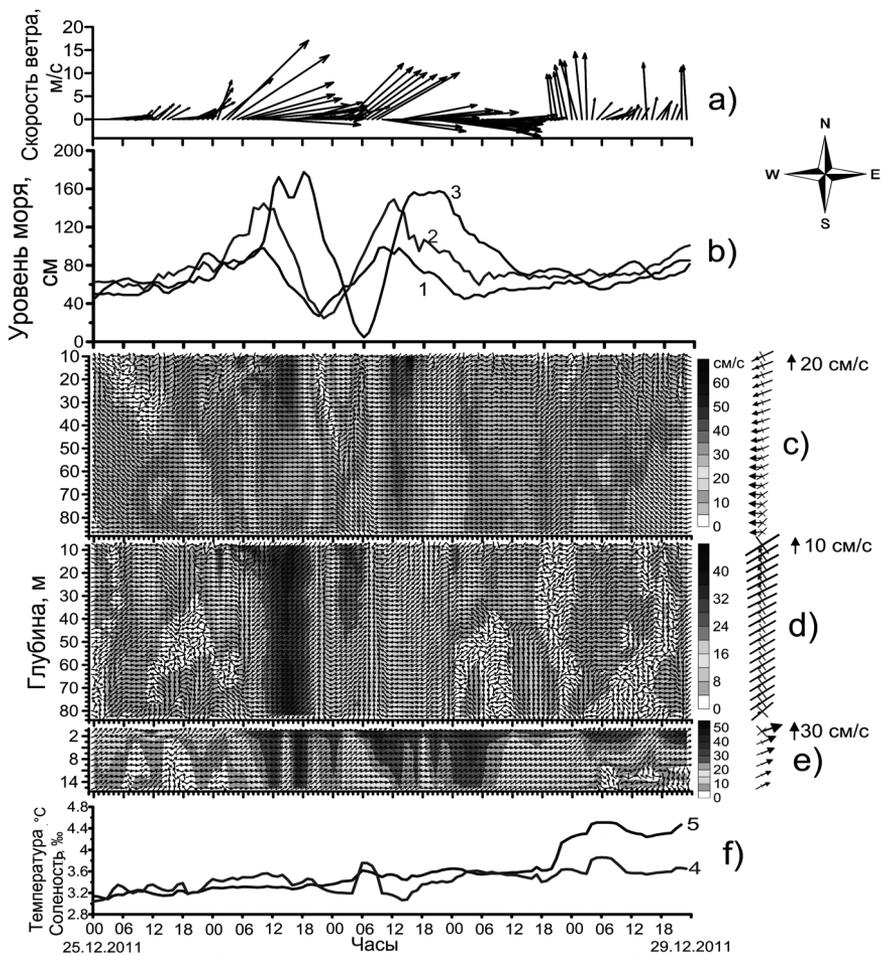


Рис. 4. Временной ход ежечасных значений векторов скорости ветра в районе работы автономной станции 20 (a); изменения уровня моря на станциях Таллинн (1), Кунда (2) и Шепелево (3) (b); изменения ежечасных значений вертикальных профилей скорости течений и их статистических характеристик на автономных станциях 21 (c), 20 (d) и SPBSOI (e), а также изменения температуры (4) и солёности (5) на глубине 19 м станции SPBSOI.

Из результатов, представленных на Рис. 4с, d, e видно, что на станциях 21 и 20 максимальные скорости измеренных течений (40–70 см/с) отмечаются в приповерхностном слое в период спада уровня моря после его опасного

подъёма, а на станции SPBSOI – во время прохождения ложбины (51 см/с) и гребня (44 см/с) волны наводнений. С глубиной, в эти периоды, скорости течений уменьшаются при незначительном изменении их направления: на станции 21 до 33 см/с, на станции 20 – до 35 см/с и на станции SPBSOI до значений 17–22 см/с в придонном слое.

На станциях 21 и 20 при распространении волн наводнений на горизонтах отмечается вращение с течением времени векторов суммарных течений, что свойственно волновому процессу. На станции SPBSOI такая особенность отмечается только при исключении фонового течения.

На Рис. 4с, d, e (справа) для каждого горизонта совмещены вектор среднего за 5 суток фонового (среднего) течения с большой и малой осями эллипса среднего квадратического отклонения колебаний течений. Хорошо видно, что фоновое течение на станции 21 увеличивается с глубиной от 10 до 16 см/с, и его вектор в слое 10–40 м направлен на юго-запад, а глубже – на запад, то есть противоположно направлению доминирующих в этот период ветровых потоков. Такая особенность течений в данном районе отмечалась и ранее эстонскими специалистами (Liblik and Lips, 2012; Liblik et al., 2013). Направления больших осей эллипсов среднего квадратического отклонения колебаний течений (Рис. 4с, справа) в слое 10–40 м ориентированы вдоль векторов их математического ожидания (среднего переноса), а глубже – под углом 30° – 45° к ним.

На станции 20 скорость среднего течения 3–5 см/с, и она в несколько раз меньше, чем на станции 21. На верхних горизонтах среднее течение направлено на юго-юго-запад, а с глубиной в нем увеличивается влияние западной составляющей, и в придонном слое среднее течение направлено уже на запад-юго-запад. На этой станции направления больших осей эллипсов среднего квадратического отклонения колебаний течений (Рис. 4с, справа) в слое 10–40 м ориентированы под углом приблизительно 45° к вектору их математического ожидания, а глубже – приблизительно вдоль него, и только у самого дна вектор среднего переноса снова отклоняется от направления большой оси эллипса среднего квадратического отклонения. На востоке Финского залива (станция SPBSOI) фоновое течение направлено на восток-северо-восток. Его скорость меняется от 27 см/с у поверхности до 11.5 см/с в придонном слое. В поверхностном слое здесь направления больших осей эллипсов среднего квадратического отклонения колебаний течений (Рис. 4е, справа) ориентированы под большим углом к вектору математического ожидания, а глубже вдоль него. Обращает на себя внимание, что на станции 20 значения модуля математического ожидания скорости течений на всех горизонтах значительно меньше суммы полуосей эллипсов среднего квадратического отклонения. Эта особенность свидетельствует о существенной неустойчивости суммарного течения в данном районе Финского залива, по сравнению с двумя другими районами. На

всех трёх станциях при увеличении глубины не отмечается разворота вектора среднего течения по спирали Экмана, что свидетельствует о незначительном вкладе чисто дрейфовой составляющей в фоновый перенос, который формируется, по-видимому, главным образом, за счет градиентного течения.

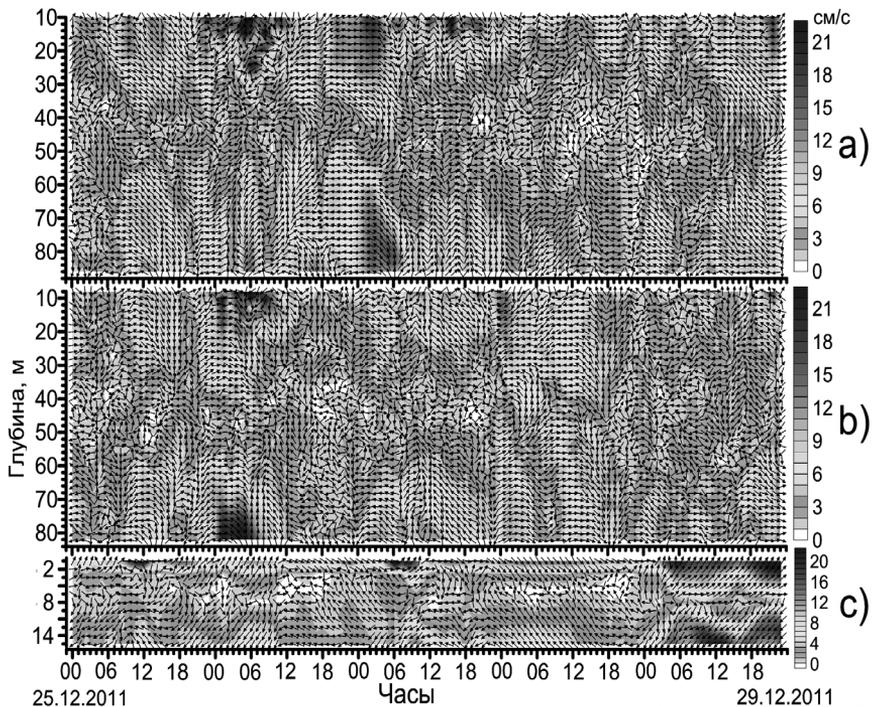


Рис. 5. Бароклинная компонента течений на автономных станциях 21 (а), 20 (б) и SPBSOI (с) в период распространения по Финскому заливу волн наводнений.

Для оценки вклада бароклинной составляющей в суммарные течения из каждого вектора скорости в измеренном вертикальном профиле течений вычитался средний по вертикали для этого профиля вектор скорости. Рис. 5 иллюстрирует изменения во времени бароклинной компоненты скорости течений на всех 3-х станциях в период распространения по Финскому заливу низкочастотных волн, которые повлияли на формирование опасного подъёма уровня в его восточной части. Хорошо видно, что в штормовых условиях во время опасных подъёмов уровня моря не происходит баротропизации течений, наоборот, в этот период отмечается увеличение амплитуды их ба-

роклинной составляющей. Вертикальная структура бароклинных течений такая же, как и у внутренних волн 1-й вертикальной моды: в поверхностном и придонном слоях отмечаются максимумы течений, а в глубинном слое – один минимум (узел волны); с глубиной течения меняют свои направления на обратные. На станциях 21 и 20 узел вертикальной бароклинной моды наблюдается в слое 40–50 м, а для станции SPBSOI на глубинах 5–7 м. Максимальные скорости бароклинных течений достигают 30–38 см/с в поверхностном слое и 15–25 см/с в придонном слое. Этот результат, в сравнении с измеренными течениями, свидетельствует о значительном вкладе бароклинной компоненты в суммарные течения.

Результаты взаимного корреляционного анализа уровня моря с баротропной и бароклинной компонентой течений приведены на Рис. 6. Во время опасных подъёмов уровня на всех станциях отмечается высокая связь между баротропными колебаниями течений и уровня моря. В этот период максимальные коэффициенты корреляции $R_{\zeta\eta}(\theta, t)$ достигают значений 0.68–0.98. В дальнейшем, с января по июнь 2012 года также в основном отмечается высокая корреляция между баротропными колебаниями течений и уровня моря, и лишь в редких случаях оценки $R_{\zeta\eta}(\theta, t)$ понижаются здесь до значений 0.42–0.57. Такие эпизодические понижения корреляции в большей мере выражены в более мелководном районе восточной части Финского залива, где работает станция SPBSOI.

В периоды наводнений также отмечается высокая взаимосвязь между колебаниями уровня моря и бароклинной компонентой флуктуаций течений. В это время максимальные значения коэффициентов корреляции $R_{\zeta\eta}(\theta, t)$ достигают величин 0.65–0.87. Однако в зависимости от глубины значения $R_{\zeta\eta}(\theta, t)$ меняются в широких пределах и для отдельных горизонтов их оценки меньше 0.6. В целом, для всего периода наблюдений отмечается значительная нестационарность взаимосвязи между бароклинной компонентой течений и уровнем моря. На западе Финского залива (станция 21) и в его центральной части (станция 20) периоды низких значений $R_{\zeta\eta}(\theta, t)$ на многих горизонтах в ряде случаев приближаются к 10–15 суткам. На востоке Финского залива (станция SPBSOI) периоды низких значений $R_{\zeta\eta}(\theta, t)$ заметно меньше и отмечаются они существенно реже, и, в среднем, здесь значения $R_{\zeta\eta}(\theta, t)$ существенно выше, чем в двух других районах залива.

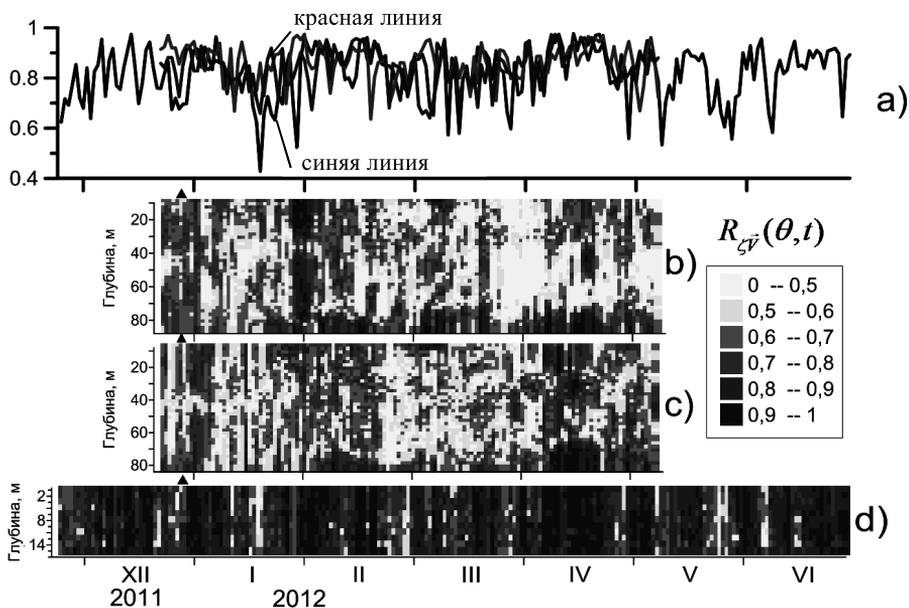


Рис. 6. (а) Изменение во времени максимальных значений коэффициентов взаимной корреляции $R_{\zeta v}(\theta, t)$ между баротропной компонентой течений на станции 21 и уровнем моря в Палдиски (красная линия), баротропной компонентой течений на станции 20 и уровнем моря в Таллинне (синяя линия), баротропной компонентой течений на станции SPBSOI и уровнем моря в Кронштадте (черная линия); (b, c, d,) максимальные значения коэффициентов взаимной корреляции $R_{\zeta v}(\theta, t)$ между бароклининой компонентой течений на станции 21 и уровнем моря в Палдиски (b), бароклининой компонентой течений на станции 20 и уровнем моря в Таллинне (c), бароклининой компонентой течений на станции SPBSOI и уровнем моря в Шепелево (d).

Таким образом, результаты взаимного корреляционного анализа между колебаниями уровня моря и течениями показывают, что значительный вклад в их взаимосвязь вносит не только баротропная, но также и бароклининая компонента течений.

Для оценки особенностей взаимосвязи между изменениями ветра $\vec{W}(t)$ и колебаниями течений $\vec{V}(t)$ также был проведен взаимный корреляционный анализ. Для этого по данным ежечасных значений ветра, полученным в рамках проекта HIRLAM, для точек постановки автономных станций рассчитывались синхронные с течениями ряды значений тангенциального напряже-

ния ветра $\vec{\tau} = c\rho_0 \vec{W} |\vec{W}|$ (где c – безразмерный коэффициент, ρ_0 – плотность воздуха). Учитывая, что $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ – векторные процессы, в рамках взаимного корреляционного анализа по методике, изложенной в работах (Белышев и др., 1983), рассчитывались с учетом нестационарности процессов 2 инварианта взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ (формула 3). При исследовании корреляции между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ нами прежде всего ставилась задача оценить воздействие силы касательного трения ветра на генерацию возмущений течений в диапазоне периодов прохождения над Балтикой атмосферных циклонов (около 2–3 суток). В связи с этим, из рядов ежечасных значений $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ с помощью фильтра Баттерворта исключалась низкочастотная составляющая с периодом более 3 суток. Результаты взаимного корреляционного анализа между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ представлены на Рис. 7 и 8.

Обращает на себя внимание, что для западного (станция 21) и центрального (станция 20) районов Финского залива во время опасных подъёмов уровня моря (26–28 декабря 2011 г.) между коллинеарными изменениями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ не отмечается взаимосвязи: $r_{I_1}^{VU}(\theta, t) < 0.5$ (см. Рис. 7). На востоке Финского залива высокие значения корреляции между коллинеарными изменениями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$, достигающие $0.61 \div 0.80$, наблюдаются в придонном слое на отрицательных сдвигах $\theta = -24$ часа, свидетельствующих о существенном запаздывании колебаний возмущающей силы $\vec{\tau}(t)$ относительно флюктуаций $\vec{V}(t)$. В январе-июне 2012г. высокие значения (>0.6) инварианта $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ отмечаются лишь эпизодически (в течение 3-9 суток), при существенных временных сдвигах ($\theta = \pm 15 \div 24$ часа) и, чаще всего, только в отдельных слоях моря. При этом высокая корреляция между коллинеарными изменениями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ может быть как прямой, так и обратной. Можно отметить, также, что в одних случаях высокой корреляции между коллинеар-

ными изменениями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ колебания ветра опережают флюктуации течений (положительные значения θ), а в других, наоборот, колебания ветра запаздывают относительно флюктуаций течений (отрицательные значения θ).

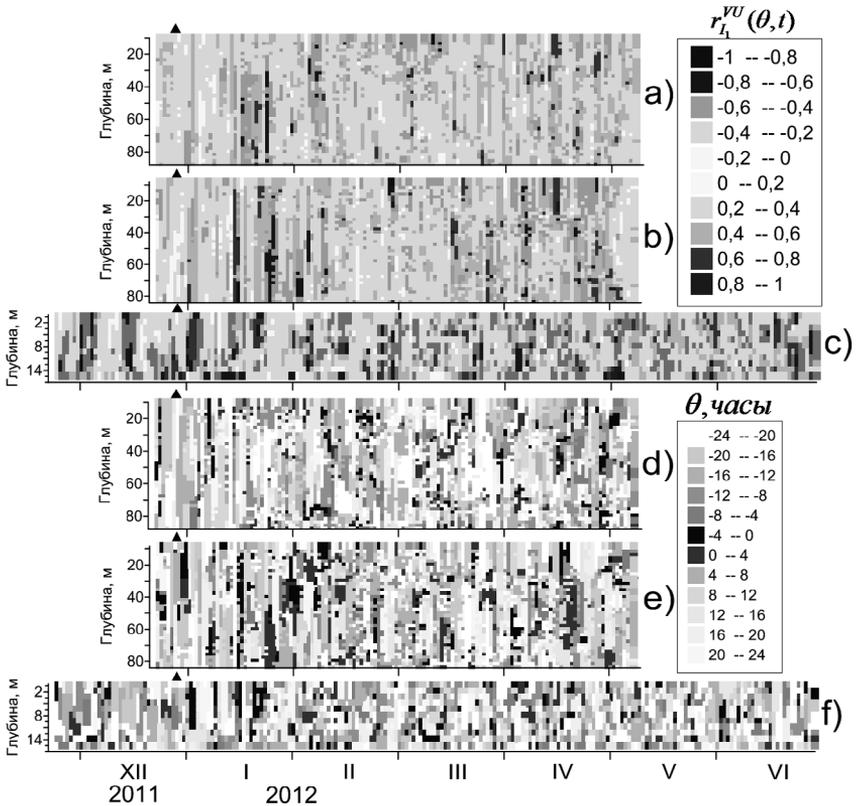


Рис. 7. Максимальные значения инварианта $r_{l_1}^{VU}(\theta, t)$ взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ между касательным трением ветра и течениями, оцененные для районов Финского залива, где работали автономные станции 21 (a), 20 (b) и SPBSOI (c), а также временные сдвиги θ , на которых наблюдались $r_{l_1}^{VU}(\theta, t)$ для станции 21 (d), 20 (e), и SPBSOI (f). Треугольником отмечен период опасных подъёмов уровня моря.

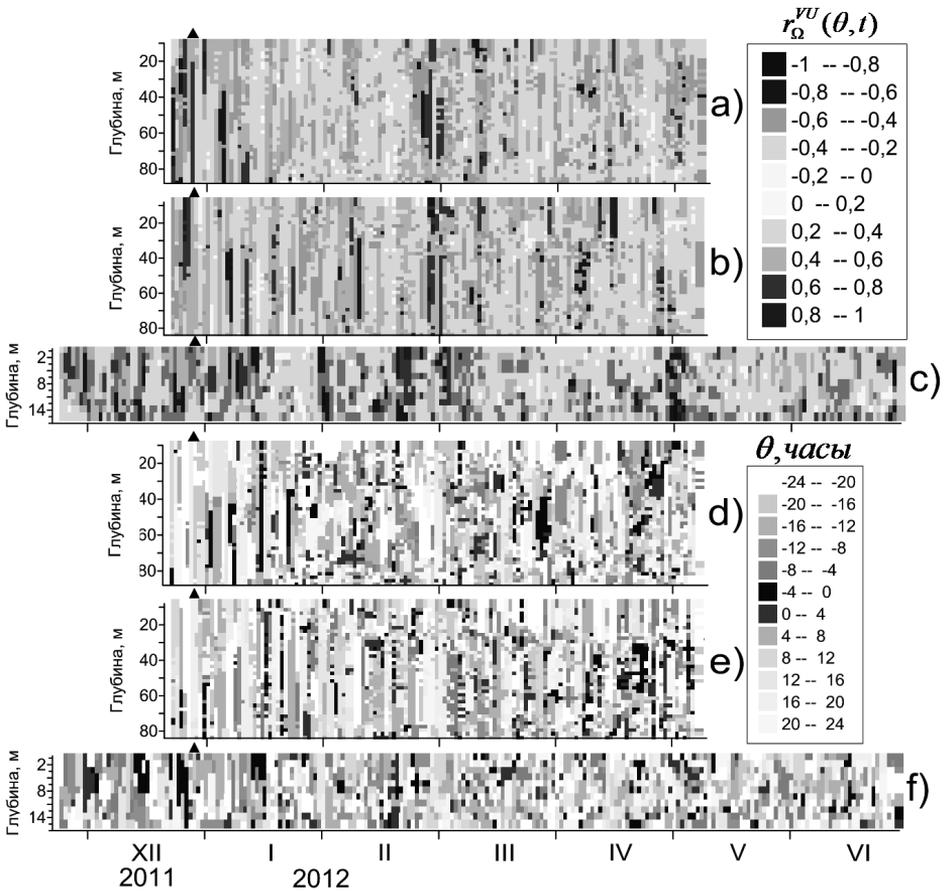


Рис. 8. Максимальные значения инварианта $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ между касательным трением ветра и течениями, оцененные для районов Финского залива, где работали автономные станции 21 (b), 20 (c) и SPBSOI (d), а также временные сдвиги θ , на которых наблюдались $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ для станции 21 (d), 20 (e), и SPBSOI (f). Треугольником отмечен период опасных подъёмов уровня моря.

В отличие от коллинеарных изменений в период опасных подъёмов уровня моря наблюдается высокая взаимосвязь между ортогональными колебаниями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ (см. Рис. 8.). В это время оценки инварианта $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ для станции 20 достигают значений +0.71 при $\theta = -24$ часа; для станции 21 $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t) = +0.63$ при $\theta = +16$ часов; для станции SPBSOI высокая корреляция ($r_{\Omega}^{VU}(\theta, t) = +0.66$ при $\theta = -7$ часов) отмечается только на самом верхнем горизонте 0.5 м. В целом, для всего периода измерений течений, высокие значения инварианта $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ наблюдаются чаще, чем для инварианта $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$, но с такой же выраженной степенью нестационарности, и охватывают большие по глубине слои, чем у инварианта $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$.

Таким образом, результаты взаимного корреляционного анализа выявляют очень сложный характер статистической связи между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$. В западной (станция 21) и центральной (станция 20) частях Финского залива во время распространения низкочастотных волн, которые влияют на формирование опасных подъёмов уровня моря, передача энергии от касательного трения ветра в движущемся глубоком атмосферном циклоне к водным массам осуществляется через ортогональные колебания $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$, а на востоке залива на генерацию волнообразных возмущений течений значительное влияние оказывают как коллинеарные так и ортогональные изменения $\vec{\tau}(t)$. Высокие значения оценок инвариантов $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ в этот период свидетельствуют о том, что низкочастотные волны, влияющие на опасные подъёмы уровня, являются вынужденными. Анализ результатов взаимного корреляционного анализа между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ за всё время измерений течений не выявляет каких-либо закономерностей между периодами высокой корреляции и изменениями направлений и скоростей ветровых потоков: высокие значения инвариантов $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ отмечаются как при сильных, так и слабых ветрах разнообразных направлений. По-видимому, на корреляцию между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ значительное влияние оказывают скорости движения атмосферных циклонов и антициклонов.

Заключение

Бароклинный характер низкочастотных волн, формирующих опасные подъёмы уровня моря на востоке Финского залива, подтверждается анализом инструментальных измерений течений на автономных станциях, работавших в трёх районах залива. Результаты этого анализа показывают, что в штормовых условиях во время опасных подъёмов уровня моря не происходит баротропизации течений, наоборот, в этот период отмечается увеличение их бароклинной компоненты (Рис. 5). Вертикальная структура выделенных нами бароклинных течений, такая же, как и у внутренних волн 1-й вертикальной моды: в поверхностном и придонном слоях отмечаются максимумы течений, в глубинном слое – один минимум (узел волны), и с глубиной бароклинные течения меняют свои направления на обратные. На станциях 21 и 20 узел вертикальной бароклинной моды наблюдается в слое 40–50 м, а для станции SPBSOI на глубинах 5–7 м. Максимальные скорости бароклинных течений достигают 30–38 см/с в поверхностном слое и 15–25 см/с в придонном слое. Результаты взаимного корреляционного анализа между уровнем моря и бароклинными течениями, показывают, что во время формирования наводнений в устье Невы отмечается тесная связь между колебаниями уровня моря и бароклинными колебаниями течений.

Анализ вертикальных профилей температуры и солёности в Финском заливе, полученных по судовым измерениям в периоды формирования наводнений в Невской губе (Рис. 3), показывают, что, несмотря на штормовой ветер, осенне-зимнюю конвекцию и интенсивное ветро-волновое перемешивание в заливе сохраняется выраженная стратификация. По-видимому, в таких условиях при усилении процессов турбулентной вязкости и диффузии субстанции происходит значительное усиление процессов адвекции тепла и соли в Финский залив из открытой Балтики, что способствует поддержанию устойчивой стратификации.

Во всех трёх районах Финского залива во время формирования опасных подъёмов уровня моря при увеличении глубины не отмечается разворота мгновенных и средних за 5 суток векторов скорости течений по спирали Экмана, что свидетельствует о незначительном вкладе чисто дрейфовых течений в фоновый перенос. Такая особенность может быть связана с тем, что, из-за сложной морфометрии береговой линии Финского залива, больших изменений его донной топографии, выраженной стратификации моря и значительной пространственно-временной изменчивости скорости и направления ветра сравнительно устойчивые дрейфовые Экмановские течения, по-видимому, не успевают сформироваться. Из-за этого в штормовых условиях, приводящих к наводнениям в Невской губе, отклик водных масс на воздействие аномобарических сил в движущемся над Балтикой глубоком атмо-

сферном циклоне является не локальным, когда в каждой точке моря генерируются экмановские ветровые течения, а глобальным, когда под действием возмущающих сил генерируются вынужденные низкочастотные волны, которые в ряде случаев идентифицируются как бароклинные топографические волны (Захарчук и Тихонова, 2011). Распространяясь по Финскому заливу, эти волны вызывают опасные подъёмы уровня моря в его восточной части.

Работа выполнена при поддержке гранта СПбГУ № 18.37.140.2014

VARIABILITY OF HYDROMETEOROLOGICAL CHARACTERISTICS IN THE GULF OF FINLAND DURING THE PERIODS OF PROPAGATION OF THE NEVA FLOODS WAVES

Sukhachev V.N., Zakharchuk E.A.

The conditions of the stratification of waters of the Gulf of Finland during the dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland are investigated. Temporal variability of the vertical profiles of current velocities in three different areas of the Gulf of Finland during the passage of the waves, forming the Neva floods are studied. The interrelation of barotropic and baroclinic components of currents with fluctuations of sea level and the variability of the wind are presented.

Литература

1. Бельшев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Вероятностный анализ морских течений. Ленинград, Гидрометеиздат. 264 с., 1983.
2. Берх В. Н. Подробное историческое известие о всех наводнениях бывших в Санкт-Петербурге. Записки Государственного Адмиралтейского Департамента. XI, Санкт-Петербург. 1826.
3. Захарчук Е.А., Н.А. Тихонова. Собственные низкочастотные колебания Балтийского моря. Труды ГОИН, вып210. 2007 г. с. 96-108.
4. Захарчук Е. А., Н. А. Тихонова. О пространственно-временной структуре и механизмах формирования невских наводнений // Метеорология и гидрология. №8, 2011 с. 54 - 64.
5. Лабзовский Н. А. Непериодические колебания уровня моря. Ленинград. Гидрометеиздат. 1971. 238 с.
6. Макринова О.В. Природа ленинградских наводнений // Труды ГГИ. Выпуск 23, Л.: Гидрометеорологическое издательство. 1954 г., с. 5 – 36.

7. Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра. Под ред. В.А. Рожкова. Л., Гидрометеоиздат, 1984, 61 с.
8. Померанец К. С. Несчастья невских берегов. Из истории петербургских наводнений. – М.: Центрполиграф, 2009. 430 с.
9. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга II. СПб., Гидрометеоиздат, 2002, 780 с.
10. Сводный научно-технический отчет СПО ФГБУ «ГОИН» по теме 1.5.4.3 ЦНТП Росгидромета «Научные исследования и разработки в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды в 2011 -2013 гг.», Санкт-Петербург, СПО ФГБУ «ГОИН», 2013 г., 188 с.
11. Liblik T., U. Lips. Variability of synoptic-scale quasi-stationary thermohaline stratification patterns in the Gulf of Finland in summer 2009 // *Ocean Sci.*, 8, 603–614, 2012.
12. Liblik T., J. Laanemets, U. Raudsepp, J. Elken, and I. Sukhova. Estuarine circulation reversals and related rapid changes in winter near-bottom oxygen conditions in the Gulf of Finland, Baltic Sea.// *Ocean Science.*, 9, p. 917–930, 2013.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННЫХ СОЛЕННЫХ ВОД В БЕЛОМ МОРЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Н.А. Подрезова

Российский государственный гидрометеорологический университет

Представлены результаты моделирования распространения поступающей баренцевоморской воды в центральной части Белого моря. Используемая модель включает систему нестационарных гидростатических уравнений, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и уравнение состояния. Моделируется заток соленой воды через пролив Горло путем задания на границе с проливом солёности воды 30 ‰ при начальной солёности воды в Белом море 29 ‰.

Введение

Считается, что заток баренцевоморской воды в центральную глубоководную часть Белого моря играет важную роль в формировании различных гидрологических характеристик, включая обновление придонных вод, трехмерное распределение солёности, течений. Информация о затоке придонных вод необходима для понимания процессов формирования гидрологических характеристик Белого моря. К сожалению, существующая информация о процессе распространения в Белом море баренцевоморской воды ограничивается достаточно грубыми оценками среднегодового объема поступления баренцевоморской воды [1]. На настоящий момент отсутствует информация о пути распространения придонной воды, ее трансформации и взаимодействия с окружающей водой. Основной целью данного исследования является изучение основных характеристик затока и распространения баренцевоморской воды в центральную часть Белого моря с помощью численного моделирования.

Исходные уравнения модели

Изучение распространения баренцевоморской воды в Белом море по данным натурных наблюдений осложняется из-за влияния интенсивных приливных и ветровых течений. Кроме этого, придонный плотностной поток обычно имеет небольшую толщину, что затрудняет проведение наблюдений. Это повышает роль моделирования в изучении этого процесса. Существующие в настоящее время математические модели Белого моря воспроизводят различные процессы, включая приливы, ветровые течения [5, 6, 7]. Однако непосредственно распространение баренцевоморской во-

ды в моделях не исследовалось. Распространение баренцевоморской воды относится к процессам, называемым придонными плотностными потоками, формирующимися у наклонного дна под влиянием превышения силы тяжести придонных вод повышенной плотности на вертикальном градиентом давления. Формирование таких процессов связано с нарушением условия гидростатики. В связи с этим для их моделирование должны привлекаться негидростатические модели. В интегральных негидростатических моделях в качестве основной вынуждающей силы используется продольная составляющая превышения силы тяжести придонных вод [8, 9, 10]. Такие модели использовались для исследования основных особенностей движения придонных вод повышенной плотности, включая траекторию движения, оценки роли основных определяющих факторов. Однако применение таких моделей к исследованию придонных плотностных потоков для реальных географических объектов ограничено. Для этих целей могут быть использованы более универсальные трехмерные негидростатические модели. Опыт применения таких моделей продемонстрировал, что алгоритм их реализации является существенно более трудоемким, чем для гидростатических моделей [2]. Хотя в гидростатических моделях превышение силы тяжести над вертикальным градиентом давления принимается равным нулю, однако получаемая из гидростатического соотношения бароклинная составляющая горизонтального градиента давления в области придонных плотностных потоков из-за наклона изопикн оказывается близкой по величине направленной вдоль наклона дна составляющей превышения силы тяжести [4]. Это дает возможность для моделирования имеющих негидростатическую природу придонных плотностных потоков использовать также и негидростатические модели. Для моделирования распространения баренцевоморских вод в Белом море используется модель, включающая гидростатические уравнения движения, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и уравнение состояния. Начальные скорость течений и уровень задаются равными нулю. Начальное распределение солёности принимается однородным и равным 29 ‰. На границе с проливом Горло в придонном слое толщиной 20 м задается солёность 30 ‰. На твердой боковой границе задается равенство нулю производной от солёности по нормали к границе. У дна и у поверхности моря задается равенство нулю производной от солёности по вертикали. На боковой границе полный поток по нормали к границе принимается равным нулю. На границе с Горлом при расчете возмущения уровня свободной поверхности используется условие $V = \xi \sqrt{gH}$, где $V = \int_0^H v dz$. Касательное напряжение трения ветра принимается равным нулю. Для придонного слоя толщиной 20 м вместо z

используется вертикальная координата $\sigma_1 = \frac{z - H_1}{H - H_1}$, где σ_1 – новая вертикальная координата; H_1 – толщина придонного слоя; H – глубина моря. Для области выше придонного слоя новая вертикальная координата задавалась в виде $\sigma_2 = \frac{z}{H - H_1}$, где σ_2 – новая вертикальная координата, H – глубина моря, H_1 – толщина придонного слоя.

Процедура решения разбивается на четыре части. На первом этапе рассчитывается возмущение уровня свободной поверхности. При этом используются уравнения движения и неразрывности, проинтегрированные по глубине от поверхности до дна. Полученные уравнения решаются численно с помощью явной схемы [3]. С целью ослабления возникающих осцилляций используется процедура сглаживания решения. Используемый шаг по времени составляет 10 с. Рассчитанное возмущение уровня свободной поверхности используется для расчета с помощью уравнений движения трехмерного распределения горизонтальных составляющих скорости течений. При этом уравнения движения преобразуются к уравнению для комплексной переменной, включающей горизонтальные составляющие скорости. Данное уравнение решается численно по неявной схеме с использованием метода прогонки. Используемый шаг по времени – 10^4 с. Вертикальная составляющая скорости течений находится из уравнения неразрывности. При этом вначале берется производная по вертикали от входящих в это уравнение слагаемых. После этого решается получившееся дифференциальное уравнение второго порядка относительно вертикальной составляющей скорости. У морской поверхности и у дна вертикальная скорость принимается равной нулю. На последнем шаге найденные составляющие скорости течений используются при решении уравнения переноса соли, которое трансформируется с учетом используемой вертикальной координаты. При решении уравнения применяется полунявная схема. Адвективные составляющие аппроксимируются направленными разностями. Применяется метод прогонки. Используемый шаг по времени составляет 10^4 с.

Расположение расчетной области представлено на Рис. 1. Расчетная область включает сетку размером 117x49 узлов по горизонтали с шагом 2 км. По вертикали сетка состоит из 40 узлов. Нижние от дна 21 узел располагались друг от друга на расстоянии 1 м. Выше шаг сетки равнялся 1/19 от расстояния от верхней границы придонного двадцатиметрового слоя до морской поверхности.

Результаты моделирования

По расчетам под влиянием большей плотности воды и наклона дна формируется заток более соленой воды из Горла в центральную часть Белого моря (Рис. 2). Здесь она распространяется в направлении против часовой стрелки преимущественно вдоль изобат. Ширина и скорость потока зависит от наклона дна и солёности распространяющейся воды. Так, наибольшие скорости течений в потоке отмечаются на участке вдоль Терского берега, где наклон дна достигает максимальных в области значений 2×10^{-2} , и солёность воды сохраняет еще значительную величину.

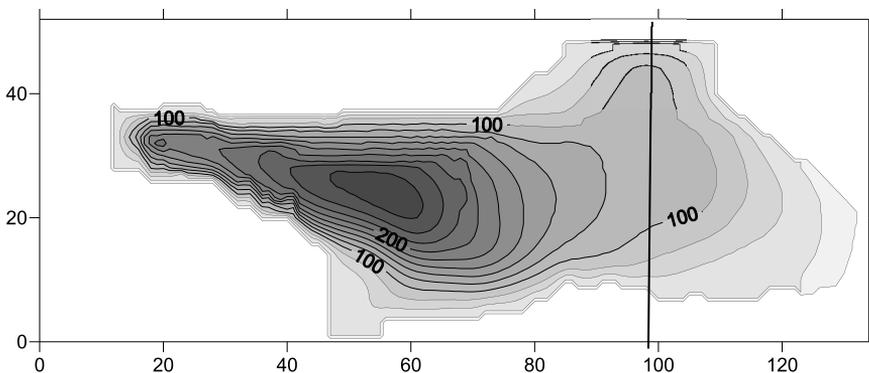


Рис. 1. Распределение глубины в расчетной области Белого моря.

На этом участке поступающая вода распространяется в виде относительно узкого (шириной порядка 10 км) придонного плотностного потока в направлении к Кандалакшскому заливу. Скорости течений в пределах потока достигают величин 60 см с^{-1} . Это соответствует существующим представлениям и результатам расчетов по интегральным моделям. В частности, рассчитанные в модели скорости течений в пределах придонного плотностного потока соответствуют аналогичным величинам, полученным из соотношения Нофа [9]. В начале траектории движения потока в Бассейне поток расположен близко к береговому контуру. Одновременно с движением вдоль изобат происходит смещение потока в направлении наклона дна. При этом поток отходит от берега. В районе Кандалакшского залива происходит поворот потока в противоположном направлении. Далее он перемещается в область котловины, расположенной в Бассейне. В области котловины отмечается спиралевидное движение потока относительно расположения области максимальных глубин. В области котловины происходит накопление придонной воды. При этом происходит распро-

странение придонных вод в сторону Двинского залива. С расстоянием по траектории движения придонных вод происходит их распределение за счет вертикального турбулентного обмена с вышележащим слоем, в результате чего соленость придонных вод уменьшается. На Рис. 3 представлено распределение солености на построенном через расположенный на горизонтальной оси 60-й расчетный узел на поперечном сечении.

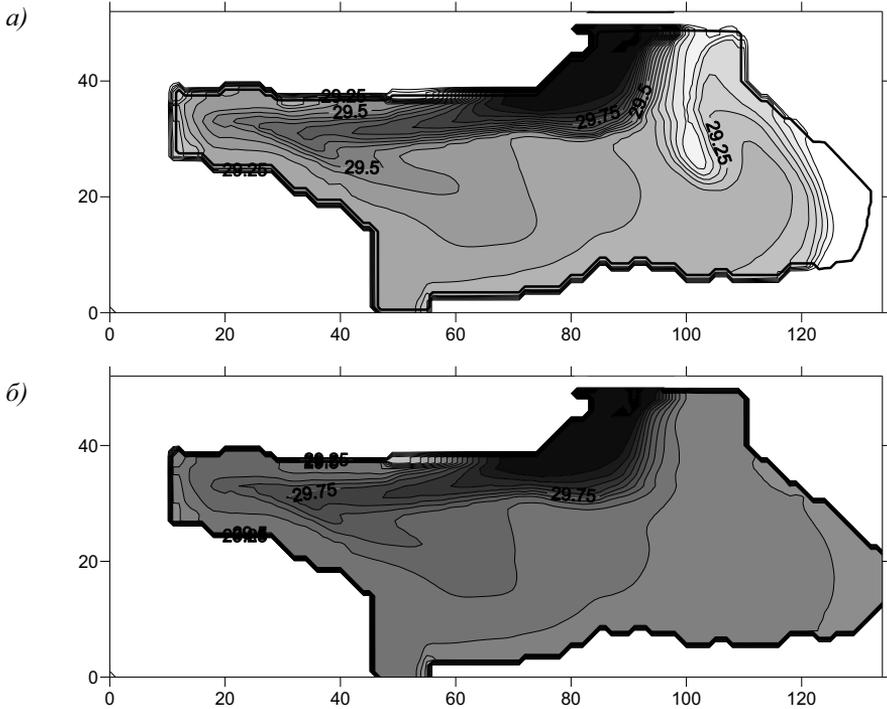


Рис. 2. Соленость придонной воды (‰) через 10 (а) и 70 (б) суток

В качестве вертикальной координаты для нижних 20 узлов используется координата σ_1 , а выше координата σ_2 . Поэтому нижние 20 узлов расположены от дна через 1 м, а выше расстояние между расчетными узлами зависит от глубины моря в данной точке. На Рис. 3а данное распределение соответствует результатам расчетов на 10 сутки. Расположенная в нижнем правом углу область повышенной солености представляет область расположения придонного плотностного потока. Как видно из рисунка, поперечное сечение потока по ширине занимает 5 расчетных узлов, что соот-

ветствует 10 километрам. По высоте поток распространяется на 7–8 узлов, что равняется 7–8 м. Максимальная соленость воды в потоке – 29.8 ‰. В левой части рисунка на участке от 5-го до 30-го узла представлено распределение солености на левой ветви, которая представляет собой продолжение придонного плотностного потока, менявшего свое направление при выходе из Кандалакшского залива (см. Рис. 26). Как видно из рисунка, произошло значительное увеличение площади поперечного сечения. При этом возросли как горизонтальные, так и вертикальные размеры. Незначительная по ширине область с максимальным значением солености 29.45 ‰ представляет ось данного потока. Увеличение сечения потока и уменьшение величины максимальной солености связано в первую очередь с влиянием вертикальной диффузии.

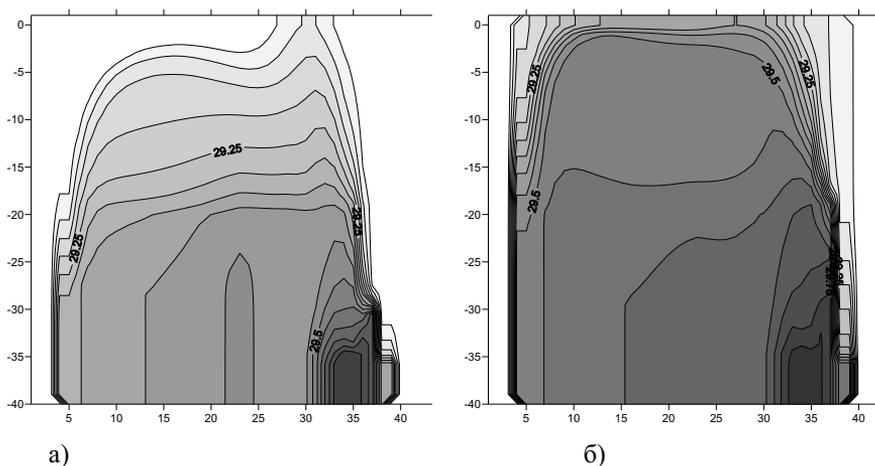


Рис. 3. Распределение солености (‰) на сечении АВ через 10 (а) и 70 (б) суток.

В распределении солености на данном сечении, рассчитанном на 70-е сутки, также хорошо выделяется область повышенной солености в нижней правой части рисунка, соответствующая расположению потока, распространяющегося вдоль Терского берега. Поперечное сечение потока здесь изменилось незначительно. Максимальная соленость осталась равной 28.8 ‰. В левой части рисунка пространственное распределение солености стало более однородным. При этом средняя соленость, представленного на данном участке потока, заметно возросла. Также произошло увеличение солености в верхних горизонтах моря.

Картина придонных скоростей, связанных с распространением придонного плотностного потока, представлена на Рис. 4. При сопоставлении данного рисунка с Рис. 1 видно, что область наибольших скоростей течений соответствует расположению прибрежных областей, характеризующихся наибольшими значениями наклона дна. При этом направления скоростей течений близко соответствуют направлению изобат. Максимальных значений скорости течений достигают на начальном этапе распространения, когда при больших величинах наклона дна также имеют место значительные величины солёности придонной воды. С расстоянием по траектории движения потока происходит понижение солёности, что приводит к уменьшению скоростей придонных течений.

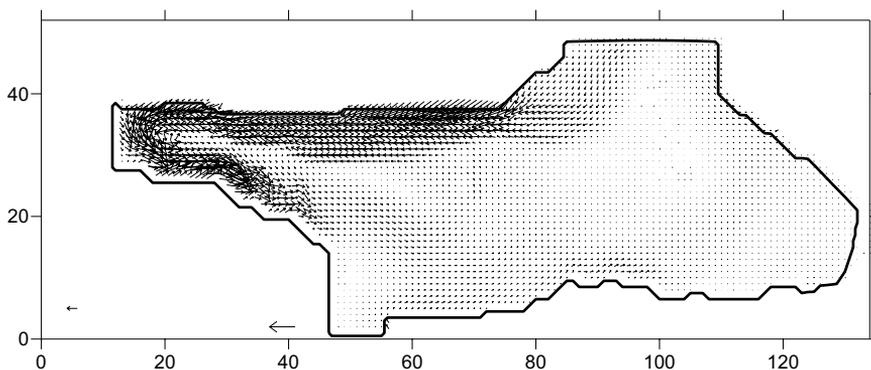


Рис. 4. Скорость придонных течений, рассчитанная на 10-е сутки (стрелка внизу рисунка соответствует скорости 25 cm s^{-1})

Под влиянием придонного трения в придонном экмановском слое из-за дивергенции экмановских потоков формируются вертикальные течения (Рис. 5). Так как придонные экмановские потоки в придонных плотностных потоках направлены в сторону увеличения глубин, что совпадает с направлением от берега к центральной части моря, то в прибрежной области формируются направленные вниз (положительные) вертикальные течения. Слева от потока располагаются области с восходящими (отрицательными) вертикальными течениями.

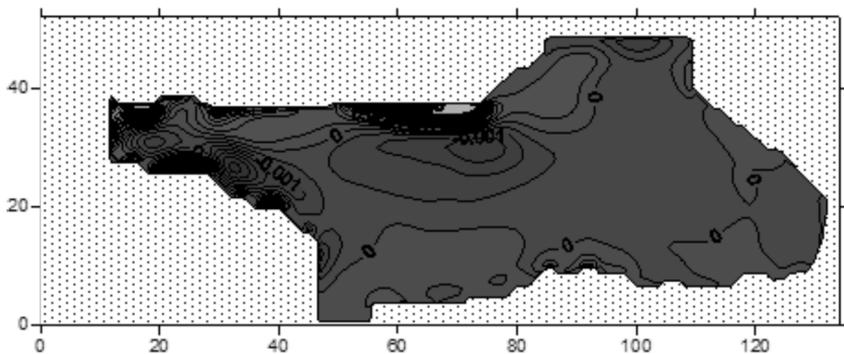


Рис. 5. Скорость вертикальных течений на верхней границе придонного экмановского слоя (см с^{-1}).

Такие течения приводят к процессам приспособления, в результате которых формируется возмущение уровня свободной поверхности (Рис. 6) и связанные с этим баротропные течения.

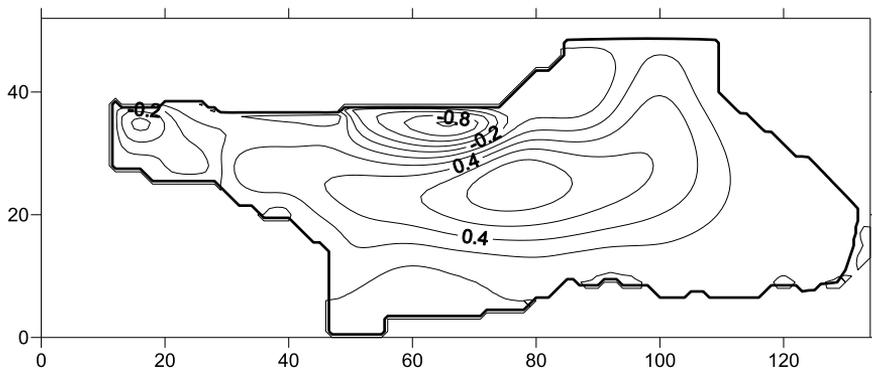


Рис. 6. Распределение возмущения уровня свободной поверхности (см) на 70 сутки.

Баротропные течения являются близкими к геострофическим по отношению к обусловленным возмущением уровня баротропным градиентам давления. Сформировавшаяся система баротропных течений имеет антициклонический характер и в значительной степени противоположна придонным плотностным течениям (Рис. 7).

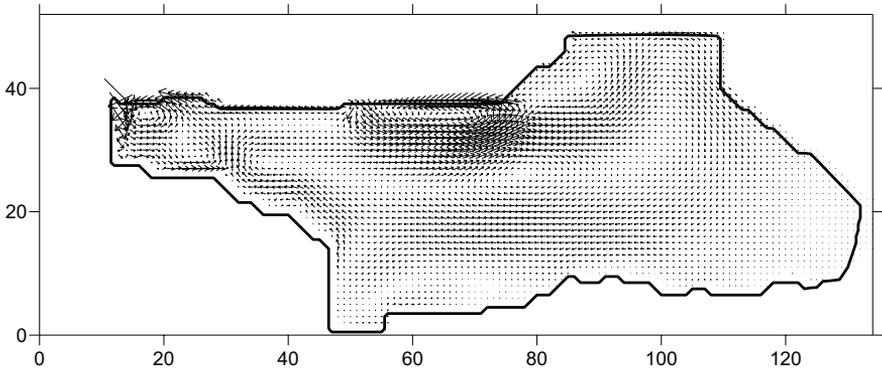


Рис. 7. Скорость баротропных течений у поверхности (см с^{-1}) на 70 сутки.

При сложении их с придонными бароклинными течениями формируется двухслойная структура течений (Рис. 8).

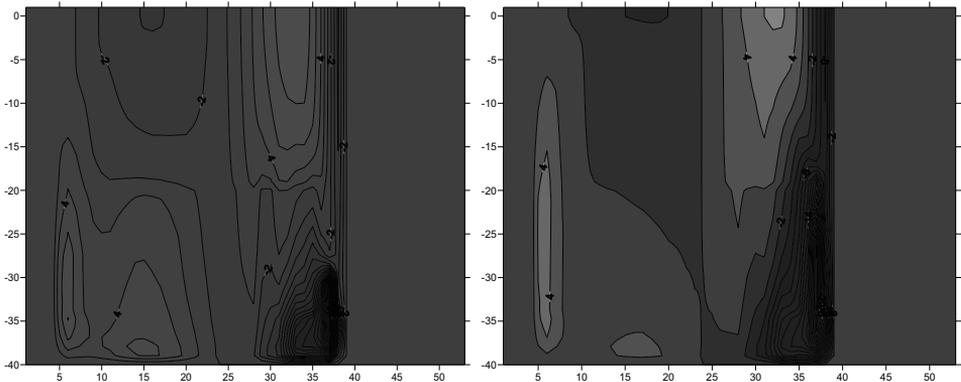


Рис. 8. Скорость продольных течений (см с^{-1}) на сечении АВ через 10 (а) и 70 (б) суток.

Из-за противоположной направленности баротропных течений в придонности формируются баротропные экмановские потоки, направленные противоположно экмановским потокам придонных вод. При этом формируются вертикальные течения, распределение которых подобно распределению вертикальных течений, связанных с придонным плотностным потоком. Однако, они противоположно направлены по отношению к первым (Рис. 9).

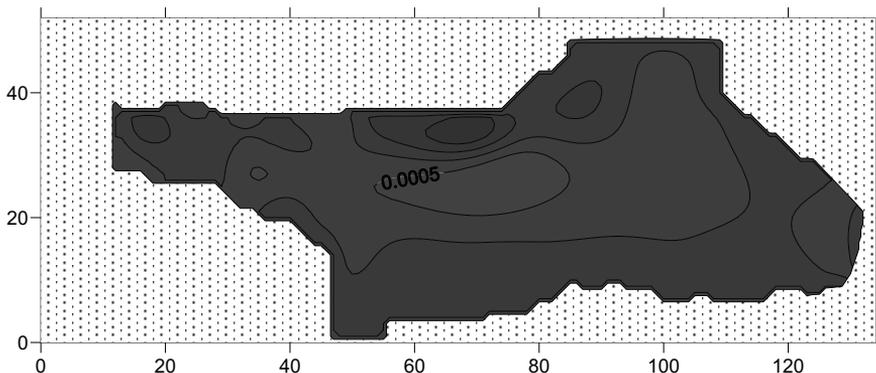


Рис. 9. Обусловленная баротропными течениями скорость вертикальных течений на верхней границе придонного экмановского слоя (см с^{-1}) на 70 сутки.

С течением времени рост возмущения уровня сопровождается ростом баротропных течений, что приводит к росту связанных с ними вертикальных течений. Эти вертикальные течения ослабляют действие вертикальных течений, связанных с плотностным потоком, в результате чего ослабляют рост возмущения уровня свободной поверхности. Со временем должно установиться равновесие между различными системами вертикальных течений, что должно привести к прекращению роста возмущения уровня и скорости баротропных течений.

Заключение

Результаты численного моделирования показывают, что используемая модель позволила воспроизвести основные особенности распространения в Белом море придонной соленой воды. Воспроизведен основной характер и траектория распространения придонных вод, а также взаимодействие придонных вод с вышележащим слоем. Полученное при моделировании распространение придонной воды происходит в форме относительно узкого потока в направлении близком к направлению изобат. Это согласуется с данными наблюдений, полученных для других морей [10] и с теоретическими представлениями [9].

MAIN FEATURES OF NEAR-BOTTOM SALTY WATER SPREADING IN THE WHITE SEA BY MODEL RESULTS

Podrezova N.A.

It is presented results of model simulation of the bottom saline water spreading in the central part of the White sea as a result of the Barents Sea water inflow through the Strait Gorlo. The used model includes a system of hydrostatic equations of motion, the continuity equation, the transport equation and the equation of state. The salt water inflow through the Strait Gorlo is modeled of by setting at the strait water salinity of 30 %. The initial salinity of the White Sea is about 29 %.

Литература

1. Белое море, Справочник «Моря СССР», Под ред. Б. Х. Глуховского, Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, т.2, Вып. 1. Л., 1991, 240 с.
2. Владимирова О.М., Лукьянов С.В., Подрезова Н.А., Царев В.А. Особенности распространения придонных вод в центральной части Балтийского моря, Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, №35, 2014, с31-41.
3. Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н. Длинноволновая динамика прибрежной зоны, Ленинград, Гидрометеоздат, 1989, 272 с.
4. Подрезова Н.А., Царев В.А. Эффекты негидростатичности в формировании распределения давления в окрестности плотностной линзы.// Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, №29, 2013, с.131-137.
5. Семенов Е.В., Лунева М.В. 1996. Численная модель приливной и термохалинной циркуляции вод Белого моря. // Известия АН, ФАО, 1996 т. 32, №5. с. 704-713.
6. Семенов Е.В., Лунева М.В. 1999. О совместном эффекте прилива, стратификации и вертикального турбулентного перемешивания на формирование гидрофизических полей в Белом море. // Известия АН, ФАО.1999. т. 35, №5. с. 660-678.
7. Чернов И.А, Толстиков А.В. Численное моделирование крупномасштабной динамики Белого моря // Труды Карельского научного центра РАН, №4, 2014, с.137-142.

8. Cenedese C., Whitehead J.A., Ascarelli T.A. and Ohiwa M. A dense current flowing down a sloping bottom in a rotating fluid', *Journal of Physical Oceanography*, 2004, 34(1), 188-203.
9. Nof D. The translation of isolated cold eddies on a sloping bottom. *Deep-Sea Res.* 1983. V.30, p.171-182
10. Zoccolotti L., Salusti E. Observation is a very dense marine water in the southern Adriatic sea. *Cont. Shelf. Res.* 1991, N7. p.535-551.

О ДРИФТЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ ЗА ТЕЧЕНИЯМИ И ТЕМПЕРАТУРОЙ В БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ МОРЯХ

О.П. Никитин, С.Ю. Касьянов

Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова

Дана количественная характеристика наблюдений за приповерхностными течениями и температурой воды на поверхности, выполненных в Баренцевом и Карском морях с помощью отслеживаемых со спутников дрейфующих буев – дрейфтеров. Полученную информацию следует учитывать при планировании дальнейших дрейфтерных наблюдений. Для наиболее освещенного дрейфтерными наблюдениями юго-западного района Баренцева моря рассчитан годовой ход среднего по району модуля скорости течений на глубине 15 м, а также средней температуры воды на поверхности. Показано, что течения усиливаются зимой и ослабевают летом с минимумом модуля скорости в августе. Температура воды на поверхности, напротив, максимальна в августе, а минимум достигается в апреле.

Течения и гидрологические характеристики Баренцева и Карского морей изучаются уже более столетия. Подавляющее число публикаций по течениям основано на результатах модельных расчетов с использованием динамического метода, диагностических, прогностических, адаптационных моделей с привлечением данных наблюдений за ветром, температурой и соленостью морской воды [1–15, 17–27, 33].

Прямые инструментальные наблюдения за поверхностными течениями с помощью современных дрейфующих океанографических буев, отслеживаемых со спутников, начали выполняться в западной части Баренцева моря норвежскими специалистами с 1981 г. [29]. Эти свободно дрейфующие буи (так называемые лагранжевы дрейфтеры) запускают на открытой воде в отличие от ледовых буев, устанавливаемых главным образом на лед и дрейфующих вместе с ним (см., напр., [34]). Большое количество ледовых буев было размещено в Северном Ледовитом океане в рамках многолетней Интернациональной арктической буйковой программы IABP (International Arctic Buoy Program).

В российской части Баренцева моря, а также в Карском море запуски современных дрейфтеров до сих пор не производились. Однако, начиная с 1992 г., в рассматриваемую область заплывают дрейфтеры, запущенные в западной, норвежской части Баренцева моря, а также в Северной Атлантике. Запуски производятся в рамках Глобальной дрейфтерной программы – GDP (Global Drifter Program), являющейся компонентой Глобальной системы наблюдений за Мировым океаном [30]. Данные наблюдений с этих дрейфтеров доступны на сайте GDP.

В настоящей работе дается характеристика наблюдений за течениями и температурой, выполненных в Баренцевом и Карском морях с помощью дрейфтеров GDP.

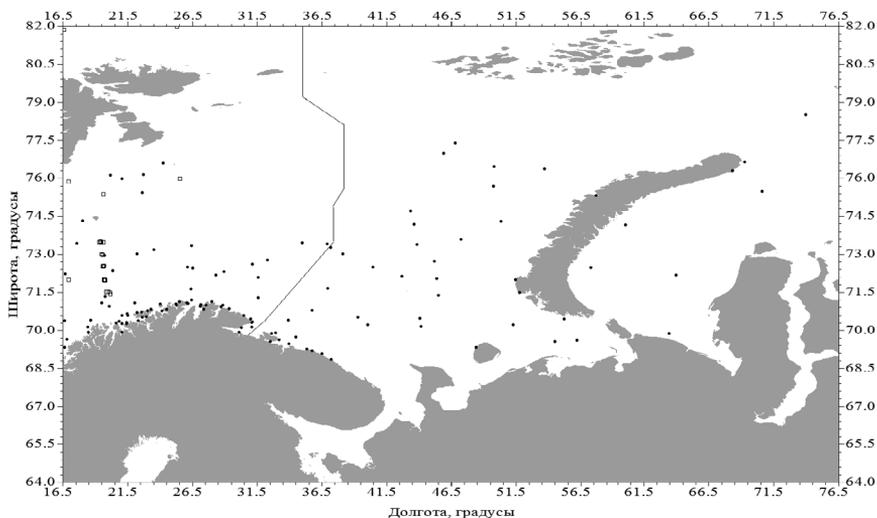


Рис. 1. Конечные (черные точки) и начальные (квадратики) положения дрейфа дрейфтеров GDP в период 1992–2015 гг. Указана линия разграничения между водными пространствами РФ и Норвегии в Баренцевом море.

На Рис. 1 представлена карта точек запусков дрейфтеров GDP и конечных точек их дрейфа в Баренцевом и Карском морях. Конечные точки дрейфа означают, что дрейфтер или перестал передавать информацию в эфир (из-за падения напряжения на батарее, из-за вмержания в лед и др.), или был изъят из воды (например, рыбаками), или был выброшен течениями на берег. Как видно из Рис. 1, примерно половина дрейфтеров закончила свой дрейф на побережье Норвегии и Кольского полуострова. Там же следует ожидать и сильную захламленность вследствие выброса на берег мусора, плавающего на поверхности Баренцева моря (тара, пластиковые бутылки, пакеты и т. п.).

Немногочисленные точки запуска находятся к западу от ломаной линии морской границы между норвежской и российской частями Баренцева моря, пролегающей в диапазоне меридианов от 31° до 38° в. д. (Рис. 1). Большая часть дрейфтеров была запущена вне Баренцева моря, при этом некоторые из них придрейфовали издалека.

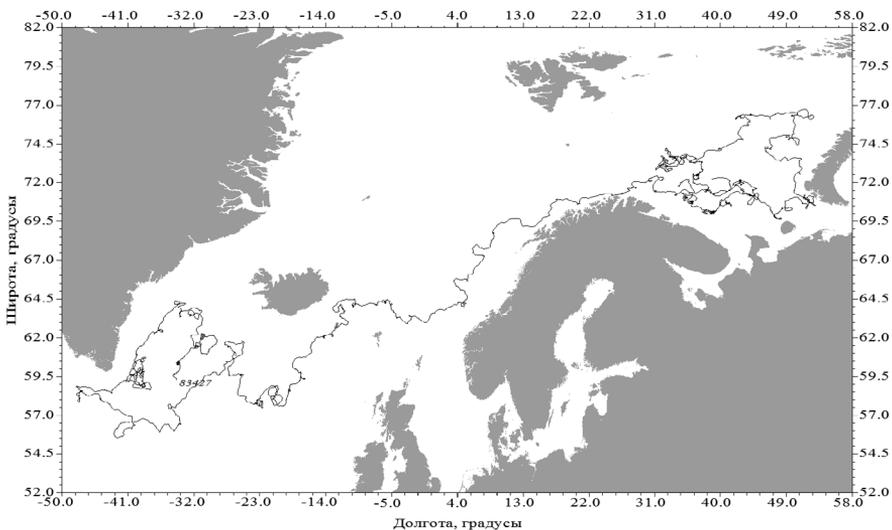


Рис. 2. Траектория дрейфа дрейфера Argos № 83427 в Северной Атлантике. Начало траектории отмечено номером дрейфера.

На Рис. 2 показана траектория дрейфера Argos № 83427 (№ 62926 по классификации ВМО), который, будучи запущенным в море Ирмингера в Северной Атлантике, через два с небольшим года пересек меридиан 31° в.д. и затем в течение одного с небольшим года сделал замкнутый оборот в Баренцевом море против часовой стрелки.

Всего, согласно данным, полученным с сайта GDP, в Баренцево море в период с 1992 по 2015 гг. заплыли с запада 158 дрейферов, многие из которых оказались в российской части (Рис. 3).

Вообще говоря, для проведения морских научных исследований в территориальных водах и исключительной экономической зоне РФ для российских и иностранных организаций требуется получение разрешения от Министерства образования и науки РФ согласно утвержденным правилам [16]. Однако наблюдения с помощью дрейферов GDP осуществляются без таких разрешений. Иностранные организации, выполняющие такие наблюдения, мотивируют это тем, что размещение дрейферов происходит вне зоны юрисдикции РФ, а после запуска дрейферов далее они перемещаются в неуправляемом режиме. Факты пересечения иностранными дрейферами морской границы РФ в Баренцевом море можно трактовать как нарушение ее суверенитета. Однако, поскольку отечественные дрейферные наблюдения в Баренцевом и Карском морях не производятся, а данные GDP доступны для использования через Интернет, то отношение авторов настоя-

щей статьи к наблюдениям с помощью дрейфтеров GDP скорее положительное. Другое дело, если не все данные GDP по рассматриваемой области арктических морей находятся в открытом доступе – вопрос, на который в настоящее время у авторов нет ответа. Однако известно, что часть данных в базе данных GDP имеет гриф “Restricted” и поэтому недоступна для широкого использования. Нередко собственники данных, запускавшие дрейфтеры, не предоставляют данные в свободное общественное использование и за данными нужно обращаться непосредственно к ним. Например, на сайте GDP в открытом доступе находится менее 40% дрейфтерных данных по Черному морю по отношению к тому объему, который удалось в конечном итоге собрать в ГОИН, и отсутствуют данные по Каспийскому морю, хотя лагранжевы дрейфующие буи в нем запускались.

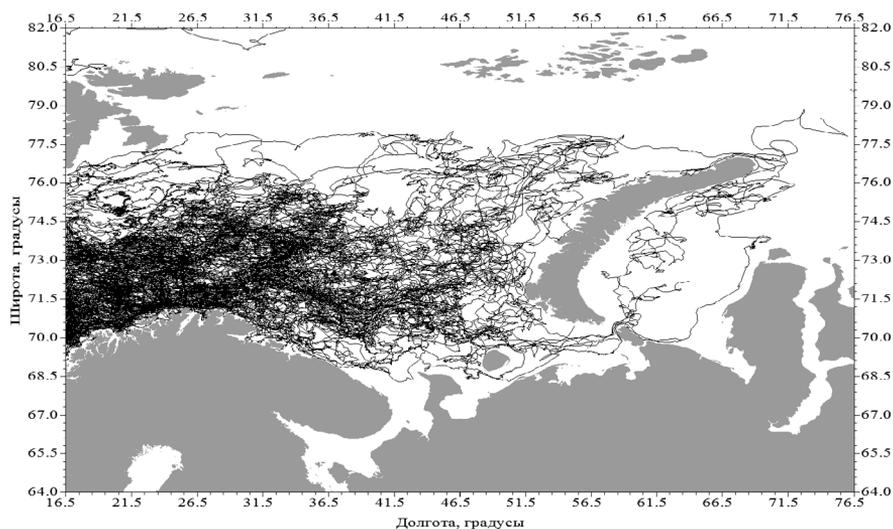


Рис. 3. Траектории дрейфтеров в Баренцевом и Карском морях в период 1992–2015 гг.

Лагранжев дрейфтер стандарта GDP состоит из поверхностного сферического буя малого размера (от 30.5 до 40 см в диаметре) с установленными на нем измерителями гидрометеорологических параметров, датчиком наличия/отсутствия паруса, контроллером и радиотрансмиттером; а также из соединенного с буюм при помощи троса подводного якоря-паруса-драги в виде цилиндра сравнительно большого размера (от 61 до 92 см в диаметре и от 3.68 до 6.44 м длины), центр которого располагается в 15 метрах ниже поверхности воды [30].

Главная особенность лагранжевых дрейфтеров – это то, что отношение площадей сечений подповерхностного паруса и поверхностного поплавка должно быть не менее 40. Именно такое соотношение необходимо, как показали многочисленные эксперименты, для адекватного отслеживания поверхностных течений (точнее, подповерхностных течений, проинтегрированных на высоту паруса и центрированных на глубине 15 м). Подводный парус значительно минимизирует воздействие поверхностных волн и ветра на поплавок и подводные части дрейфтера. Ряд сопоставлений оценок скорости поверхностных течений, полученных по данным дрейфтеров с парусом и не имеющим такового, показал, что дрейфтеры без паруса могут перемещаться быстрее дрейфтеров с парусом на величину до 10 см/с при скорости ветра 10 м/с [28, 31, 32]. Поэтому скорости, определенные по данным дрейфтеров без паруса, без учета поправки на ветроволновой фактор могут оказаться завышенными.

Основное назначение лагранжева дрейфтера – измерение скорости поверхностных течений в верхнем перемешанном слое. Местоположение дрейфтеров фиксируется со спутников, в результате чего в береговые центры сбора поступают данные о траекториях дрейфтеров. Скорости поверхностных течений вычисляются путем определения величин переноса дрейфтеров за определенные промежутки времени. Иными словами, скорость определяется простым делением расстояния между двумя спутниковыми засечками положения дрейфтера, на промежуток времени между ними.

По спутниковым каналам помимо данных о местоположении дрейфтеров передается также информация и об измеряемых параметрах среды вблизи поверхности океана. В настоящее время все дрейфтеры оснащены датчиком температуры воды, который располагается в нескольких см ниже поверхности океана; многие дрейфтеры имеют также датчики давления воздуха (барометры).

Во время дрейфа подводный парус часто отрывается и после момента потери данные о скорости течения, вообще говоря, следует браковать. В тоже время качество данных о температуре на поверхности воды не зависит от наличия или отсутствия у дрейфтера паруса. Кроме того, при исследованиях перемещения в море плавающих предметов, включая мусор и айсберги, и для поиска в океане жертв корабле- и самолетокрушений, данные дрейфтеров без паруса представляют первостепенный интерес. Анализ метаданных о перемещении дрейфтеров, траектории которых изображены на Рис. 3, показал, что у 58 % дрейфтеров произошла потеря паруса. На Рис. 4 изображены траектории дрейфтеров до потери парусов.

В настоящей работе данные о скорости течения после отрыва парусов были забракованы. Поэтому карта, показанная на Рис. 3, характеризует

освещенность рассматриваемой акватории дрейферными наблюдениями за температурой воды, а карта, показанная на Рис. 4, – за течениями. Очевидно, что многие участки акватории слабо или вообще не покрыты дрейферными наблюдениями.

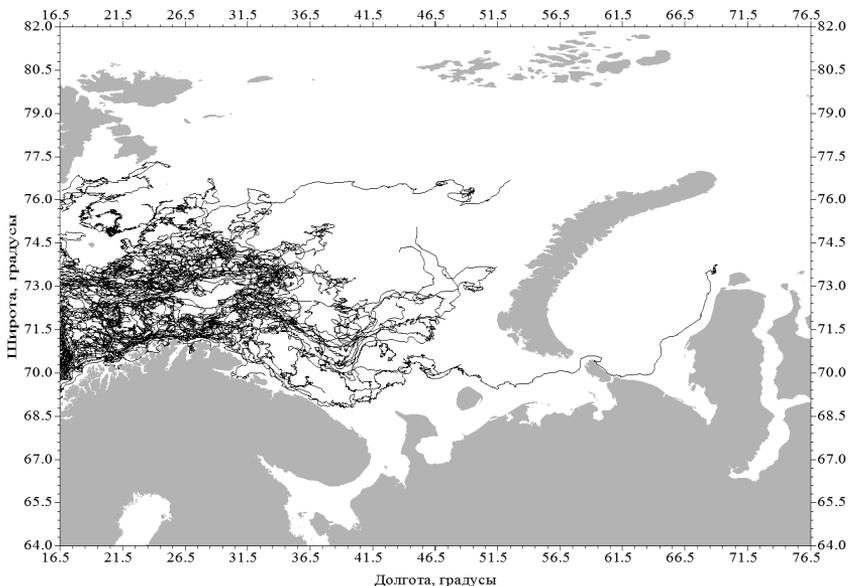


Рис. 4. Траектории дрейферов с парусом в Баренцевом и Карском морях в период 1992–2015 гг.

Единственный дрейфер (Argos № 76807), дрейфовавший с парусом в Карском море (Рис. 4), прошел путь от точки запуска (10.06° в.д., 70.36° с.ш.) 11.07.2008 в Северной Атлантике со средней скоростью 18 см/с до входа 11.10.2008 в рассматриваемую акваторию в точке 16.50° в.д., 70.33° с.ш. Далее он дрейфовал последовательно с Нордкапским, Мурманским, Колгуево-Печорским течениями, после чего с течением Литке прошел Карские ворота (названия течений даны согласно [7]). Всего в рассматриваемой акватории Баренцева и Карского морях до момента потери паруса в Карском море дрейфер Argos № 76807 находился 397 суток и перемещался со средней скоростью 14 см/с. После потери паруса он дрейфовал в Карском море (Рис. 3) еще в течение 76.5 суток до 28.01.2010, но уже со средней скоростью 16 см/с.

В отличие от перемещения дрейфтера Argos № 76807 с запада на восток перемещение дрейфтера Argos № 94190 в том же направлении вдоль 76 с.ш. (Рис. 4) не соответствует опубликованным картам средних (постоянных) течений в Баренцевом море [7], что указывает на сложный характер течений и на то, что фактические поверхностные течения периодами могут значительно отличаться от средних.

Расчеты показали, что среднее время нахождения дрейфтеров без учета наличия паруса в рассматриваемой акватории (Рис. 3) составило 199 суток, максимальное – 923 суток. Время дрейфа до потери паруса в рассматриваемой акватории (Рис.4) варьировалось от 1 до 542 суток и в среднем составило 130 суток.

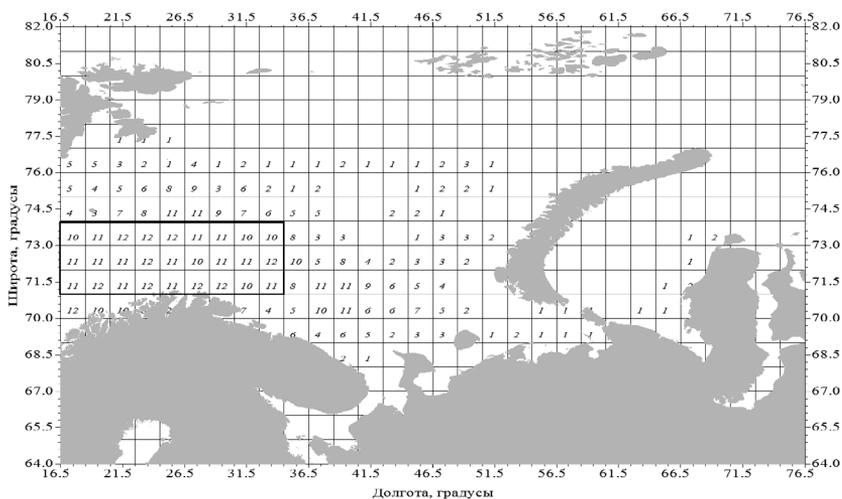


Рис. 5. Число месяцев года, в которые были выполнены определения векторов скорости течений в ячейках сетки с шагами 2° по долготе и 1° по широте. Рамкой выделен район для расчета годового хода скорости течений.

Если карты, приведенные на Рис. 3 и 4, дают представление о распределении дрейфтерных наблюдений по пространству, то карты, приведенные на Рис. 5 и 6, характеризуют освещенность рассматриваемой области дрейфтерными наблюдениями и по времени. На Рис. 5 показано распределение по ячейкам сетки с шагами 2° по долготе и 1° по широте числа месяцев года, в каждый из которых было выполнено хотя бы одно определение вектора скорости течений. Как видно, зона наибольшего охвата наблюдениями течений по времени (от 10 до 12 месяцев года) соответствует юго-западному району Баренцева моря, незамерзающему из-за теплого Нордкапского течения.

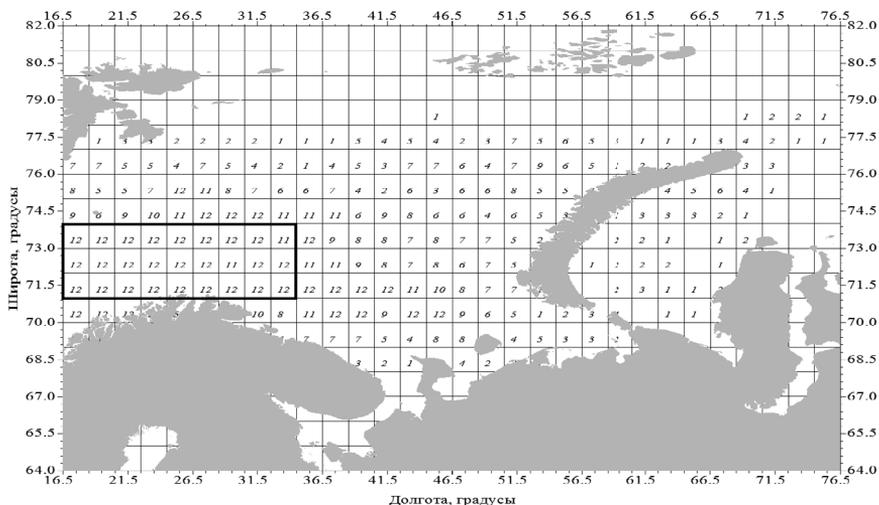


Рис. 6. Число месяцев года, в которые были выполнены измерения температуры воды на поверхности в ячейках сетки с шагами 2° по долготе и 1° по широте. Рамкой выделен район для расчета годового хода температуры воды.

На Рис. 6 показано распределение по ячейкам той же сетки числа месяцев года, в которые были выполнены измерения температуры воды на поверхности. Как видно, зона наибольшего охвата по времени измерений температуры больше, чем зона наибольшего охвата наблюдениями скоростей течений, однако также главным образом соответствует юго-западному району Баренцева моря.

Представленная на Рис. 3–6 наглядная информация об освещенности рассматриваемого района дрефтерными наблюдениями полезна при планировании дальнейших наблюдений за течениями и температурой воды с целью рационального размещения дрефтеров в Баренцевом и Карском морях. Она была подготовлена в связи с планами организации запусков дрефтеров с судна ГОИН «Виктор Буйницкий».

Поскольку дрефтеры предназначены для работы на открытой воде, эти планы должны учитывать конкретную ледовую обстановку в обоих морях, спутниковый мониторинг за которой давно налажен. Согласно среднесезонным данным известно, что кроме сезонного хода, в котором наибольшего распространения ледяной покров достигает в апреле, а наименьшего – в конце августа, сильна и межгодовая изменчивость. Поэтому в разные годы и месяцы можно ожидать, что тот или иной участок в обоих морях или полностью свободен ото льда, или, напротив, целиком находится в зоне ледяного покрова.

Наличие наблюдений во все месяцы календарного года во многих ячейках в юго-западном районе Баренцева моря (Рис. 5 и 6), дает основание для расчета в этом районе годового хода измеренных величин. На Рис. 7 показан годовой ход модуля скорости фактических течений на глубине 15 м, а на рис. 8 – годовой ход поверхностной температуры, осредненных помесячно и по району с координатами 16.5–34.5° в.д., 71–74° с.ш. Этот район отмечен на Рис. 5 и 6 рамкой.

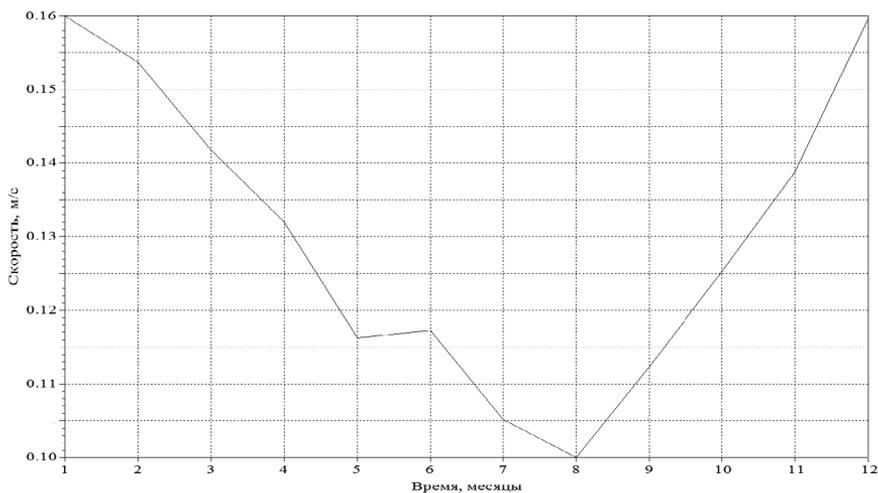


Рис. 7. Годовой ход модуля скорости течений на глубине 15 м по данным дрейферных измерений в среднем по юго-западной части Баренцева моря.

Рис. 7 показывает, что в зимний период в юго-западной части Баренцева моря течения усиливаются, вероятно, с усилением ветров, а летом ослабевают. Температура воды на поверхности моря минимальна в апреле и достигает максимума в августе. Представляет интерес совпадение по времени минимума среднего модуля скорости течений в августе с пиком температуры воды на поверхности.

В заключение следует констатировать, что дрейферных наблюдений в российской части Баренцева моря, а также в Карском море было выполнено крайне мало, недостаточно ни для построения карты средних течений, ни для расчетов параметров внутри- и тем более межгодовой изменчивости течений и температуры воды. Расчеты годового хода скорости фактических течений на глубине 15 м и поверхностной температуры воды оказалось возможным выполнить только для юго-западной, норвежской части Баренцева моря.

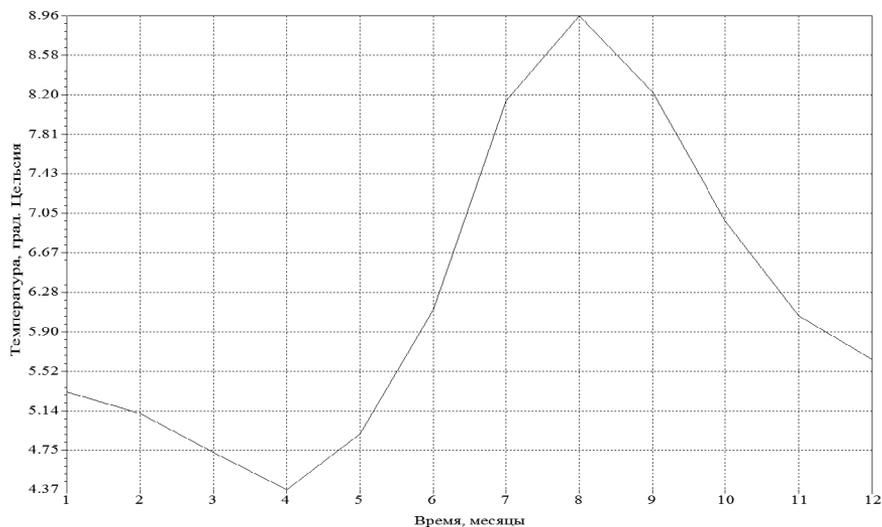


Рис. 8. Годовой ход температуры воды на поверхности по данным дрейферных измерений в среднем по юго-западной части Баренцева моря.

Представляется целесообразным подключение РФ к GDP, в рамках которой отработана технология спутниковой локации дрейферов, приема от них оперативных гидрометеорологических данных и передачи их по линиям глобальной системы телесвязи Всемирной метеорологической организации в национальные гидрометеоцентры. В рамках GDP осуществляется также отсроченный контроль, редакция, интерполяция дрейферных данных и предоставление обработанных данных в открытом доступе через Интернет. По сравнению с численными моделями дрейферные наблюдения дают более точную и надежную информацию о фактических течениях.

Помимо данных о течениях и температуре воды многие дрейферы в настоящее время передают данные о приводном атмосферном давлении. Кроме того, на дрейферах могут быть установлены измерители скорости и направления ветра, что превращает их в плавучие гидрометеорологические станции. Но даже без данных о ветре оперативные данные о приводном атмосферном давлении, а также о температуре воды на поверхности, которые бы поступали с дрейферов, размещенных в российской части Баренцева моря, а также в Карском море, могли бы улучшить прогнозы погоды над российской территорией.

ABOUT DRIFTER OBSERVATIONS OF CURRENTS AND TEMPERATURE IN THE BARENTS AND KARA SEAS

Nikitin O.P., Kasyanov S.Yu.

A quantitative description of observations of near-surface currents and water temperature at the surface, made in the Barents and Kara seas with a help of satellite tracked drifting buoys – drifters, is given. This information should be taken into account when planning further drifter observations. For the most illuminated by drifter observations southwestern area of the Barents Sea annual variation of the averaged over area velocity module of currents at the depth of 15 m, as well as the average temperature on the water surface is calculated. It is shown that the currents intensify in winter and weaken in the summer with a minimum of velocity module in August. Water temperature at the surface, on the contrary, has the maximum in August, and the minimum is reached in April.

Литература

1. Аверкиев А. С., Клеванный К. А. Моделирование течений в Баренцевом море в связи с освоением Штокмановского газоконденсатного месторождения // Метеорология и гидрология. 2010. № 11. с. 44-56.
2. Агеноров В.К. О динамике вод Баренцева моря. Л.: Гидрометеиздат, 1946. 132 с.
3. Архипов Б.В., Попов С. К. Моделирование плотностных и ветровых течений в юго-восточной части Баренцева моря // Океанология. 1996. т. 36. №6. с. 805-813.
4. Березкин В.А. Течения Баренцева моря // Записки по гидрографии. 1930. т. 62. с. 15-26.
5. Булушев М.Г., Сидорова А.Н. Расчет среднемесячной циркуляции в Баренцевом море // Метеорология и гидрология. 1994. № 4. с.78-86.
6. Гебель Г., Брейтфус Л. О течениях в Баренцевом и соседних морях // Экспедиция для научно-промысловых исследований у берегов Мурманна. Отчет о работах в 1904 г. С.- Петербург, 1908. с. 161-316.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, т 1. Баренцево море, вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.

8. Денисов В.В. Циркуляция вод Баренцева моря как реакция на перемещающиеся барические системы // Проблемы Арктики и Антарктики. 1985. Вып. 61. с. 36-42.
9. Денисов В.В., Зубакин Г.К., Соболева Д.Р. Некоторые результаты исследований течений и дрейфа льда в юго-восточной части Баренцева моря (по материалам IV рейса НИЛ "Отто Шмидт") // Тр. ААНИИ. 1987. т. 410. с. 105-112.
10. Дианский Н. А., Фомин В. В., Грузинов В. М., Кабатченко И. М. Циркуляция арктических морей // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. т. 48. № 2.
11. Зубов Н.Н. Основные факторы, определяющие общую циркуляцию Баренцева моря // Доклады ГОИН. 1946. № 76. 11 с.
12. Кудло Б.П., Эрштадт Т.А. О применимости динамического метода вычисления элементов морских течений в Баренцевом море // Тр. ГОИН. 1965. вып. 86. с. 100-112.
13. Матишов Г.Г., Волков В.А., Денисов В.В. О структуре циркуляции теплых атлантических вод в северной части Баренцева моря // Докл. РАН. 1998. т. 362. № 4. с. 553-556.
14. Новицкий В.П. Постоянные течения северной части Баренцева моря // Тр. ГОИН. 1961. вып. 64. с. 3-32.
15. Орлов Н.Ф., Порошин В.В. Расходы воды и тепла Нордкапского течения в 1961-1980 гг. // Природа и хозяйство Севера. Мурманск, 1988. вып. 16. с. 31-34.
16. Постановление Правительства РФ от 30.07.2004 № 391. Об утверждении Правил проведения морских научных исследований во внутренних морских водах, в территориальном море, в исключительной экономической зоне и на континентальном шельфе Российской Федерации.
17. Потанин В.А., Коротков С.В. Внутригодовая изменчивость постоянных течений южной части Баренцева моря и ее водообмен с сопредельными районами // Геологические и географические проблемы освоения природных ресурсов северных морей. Мурманск, 1988. с. 81-90.
18. Потанин В.А., Коротков С.В., Эрштадт Т.А. К вопросу о циркуляции вод Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 1989. вып. 64. с. 110-117.
19. Рыбак Б.Х. Расчет уровня и течений в Баренцевом и Белом морях // Тр. ГМЦ СССР. 1976. вып. 182. с. 97-106.
20. Семенов Г.А., Чвилев С.В. Численное исследование межгодовой изменчивости циркуляции вод Баренцева моря в летний сезон // Океанология. 1996. т. 36. № 4. с. 498-511.

21. Соколов А.В. Динамическая карта Баренцева моря // Тр. ГОИН. 1932. т. 2. № 2. с. 59-73.
22. Соколов А.В. Современные представления о гидрологии Баренцева моря (динамика вод Баренцева моря) // Природа. 1936. № 7. с. 38-49.
23. Танцюра А.И. О течениях Баренцева моря // Тр. ПИНРО. 1959. вып. 11. с. 35-53.
24. Танцюра А.И. О сезонных изменениях течений Баренцева моря // Тр. ПИНРО. 1973. вып. 34. с.108-112.
25. Трофимов А.Г. Численное моделирование циркуляции вод в Баренцевом море. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 2000. 42 с.
26. Яковлев Н.Г. Численная модель и предварительные результаты расчетов по воспроизведению летней циркуляции вод Карского моря // Известия АН. Физика атмосферы и океана, 1996, т. 32. № 5. с. 714-723;
27. Яковлев Н.Г. Восстановление среднемесячной циркуляции Баренцева моря и анализ ее чувствительности к водообмену на открытых границах // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1999. т. 35. № 6. с. 846-857.
28. Grodsky S., Lumpkin R., Carton J. Spurious trends in global surface drifter currents // Geophysical Research Letters. 2011. v. 38. p. 10606.
29. Loeng H., Sundby S., Ostensen O. Drifting Argos buoys in the Barents Sea // ICES C.M., 1989. C:19, p. 1–10.
30. Lumpkin R., Pazos M. Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters: The instrument, its data, and some recent results // Lagrangian Analysis and Predictability of Coastal and Ocean Dynamics. A. Griffa et al., Eds., Cambridge University Press. 2007. p. 39-67.
31. Pazan S.E., Niiler P.P. Recovery of near-surface velocity from undrogued drifters // J. Atmos. Oceanic Technol. 2001. 18. p. 476–489.
32. Reverdin G., Frankignoul C., Kestenare E., McPhaden M.J. Seasonal variability in the surface currents of the equatorial Pacific // J. Geophys. Res. 1994. v. 99. No. C10. p. 20323-20344.
33. Slagstad D., Støle-Hansen K. Density driven currents in the Barents sea calculated by a numerical model // International Council for the Exploration of the Sea. Hydrographic Committee. C.M. 1989. C:20. 14 pp.
34. Turet P., Pease C. H., Pritchard R. S., Overland J. E. Method for extracting tidal and inertial motion from Argos ice buoys applied to the Barents Sea during CEAREX // NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-99. 1993. 63 pp.

ЯВЛЕНИЕ ЭЛЬ-НИНЬО И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПРОЦЕССЫ В АТМОСФЕРЕ И ОКЕАНЕ

Д.Ю. Гущина¹, Б. Девитт²

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова

² Лаборатория геофизики и спутниковой океанографии, Тулуза, Франция

Исследован процесс генерации явления Эль-Ниньо с точки зрения воздействия атмосферных возмущений внутрисезонного масштаба (ВТИ). Определена важная роль экваториальных атмосферных волн Россби и колебаний Маддена-Джулиана в механизме генерации Эль-Ниньо. Предложен механизм влияния ВТИ на генерацию Эль-Ниньо, основанный на взаимодействии аномальных западных ветров, связанных с возмущениями внутрисезонного масштаба, с океанической волной Кельвина. Выявлено, что вклад ВТИ в развитие Эль-Ниньо в период двух типов Эль-Ниньо различен. Увеличение интенсивности колебаний Маддена-Джулиана и экваториальных волн Россби в период, предшествующий Эль-Ниньо, четко прослеживается в условиях канонического явления. В течение Эль-Ниньо Модоки максимум ВТИ наблюдается в фазу кульминации явления, а также в последующие месяцы, что способствует сохранению аномалии температуры поверхности океана и более медленному уменьшению температуры поверхности океана по сравнению с условиями канонического Эль-Ниньо. Исследован удаленный отклик средней зональной циркуляции и циркуляции в центрах действия атмосферы на два типа Эль-Ниньо. Показано, что структура отклика зонального переноса идентична для двух типов Эль-Ниньо, однако интенсивность отклика существенно выше в условиях Эль-Ниньо Модоки. Выявлено, что отклик региональной циркуляции на Эль-Ниньо Модоки возникает раньше, чем на каноническое Эль-Ниньо, что обусловлено локализацией данного типа Эль-Ниньо в центре Тихого океана, в районе активного развития процессов глубокой конвекции. Интенсивность отклика циркуляции в центрах действия атмосферы выше в Южном полушарии при Эль-Ниньо Модоки и сопоставима для двух типов Эль-Ниньо в Северном.

Введение

Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) – это глобальное климатическое явление, характеризующееся крупномасштабным потеплением поверхностного слоя океана и одновременной перестройкой атмосферного давления в экваториальном Тихом океане, приводящих к ослаблению и смещению зональной вертикальной ячейки Уокера и зон конвергенции и дивергенции воздуха в тропической атмосфере. ЭНЮК оказывает существенное воздействие на климат и погоду как тропических, так и внетропических широт.

Эль-Ниньо – Южное Колебание является наиболее ярким примером короткопериодной изменчивости климата (на межгодовых масштабах). Его социально-экономические последствия беспрецедентны (засухи, наводнения, сокращение рыбных уловов, потери урожая, увеличение числа тропических циклонов, гибель кораллов). Изучение механизмов этого природного феномена является ключом к пониманию и прогнозированию экстремальных погодных явлений, а также расширяет возможности приспособления общества к климатическим флуктуациям.

Задача прогноза столь масштабного феномена сопряжена с серьёзными трудностями. Одной из главных проблем является нерегулярность его возникновения и изменение характеристик (амплитуды, частоты) от события к событию.

На настоящий момент существует два подхода для объяснения изменчивости явления Эль-Ниньо. В рамках первого подхода нерегулярность ЭНЮК рассматривается как следствие крупномасштабных низкочастотных процессов протекающих как в океане, так и в атмосфере, таких как изменение характеристик теплосодержания океана, термохалинная циркуляция, а также постепенное изменение структуры общей циркуляции атмосферы. Изменения этих характеристик на масштабах десятилетий способны вызывать изменение среднего состояния системы океан-атмосфера, которое может благоприятствовать возникновению Эль-Ниньо или наоборот [5]. Однако учет только долгопериодной изменчивости не всегда позволяет объяснить формирование в тропиках условий, благоприятных для развития Эль-Ниньо. Поэтому появилась вторая группа теорий, которая базируется на предположении, что изменчивость ЭНЮК может определяться неустойчивым взаимодействием тропического океана и атмосферы на временных масштабах значительно меньших, чем само Эль-Ниньо (с периодом от нескольких дней до сезона), так называемой внутрисезонной тропической изменчивостью (ВТИ). Данный подход, по сути, является одним из частных случаев теории стохастического воздействия на крупномасштабные процессы, широко используемого во многих науках, в том числе в геофизике [23], [6].

Климат планеты непрерывно изменяется, что не может не сказываться на состоянии взаимодействующей системы тропический океан-атмосфера. Даже за относительно короткий период инструментальных наблюдений в тропиках Тихого океана зафиксировано увеличение температуры воды, которое, несомненно, сказалось на характеристиках явления Эль-Ниньо. Эти изменения оказались настолько существенными, что появилось предположение о существовании новой разновидности явления Эль-Ниньо, которая характеризуется аномалиями температуры поверхности океана

(ТПО), локализованными в центре Тихого океана, в отличие от канонического (или Восточно-тихоокеанского (ВТ)) Эль-Ниньо, развивающегося на востоке [10], [18], [25]. Механизмы формирования этого типа Эль-Ниньо (называемого Эль-Ниньо Модоки или Центрально-тихоокеанское (ЦТ)) на настоящий момент практически не изучены. Однако, увеличение повторяемости Эль-Ниньо Модоки в последние десятилетия позволяет поставить вопрос о взаимосвязи между модификацией ЭНЮК и глобальным потеплением климата [30].

В силу изменения локализации аномалий ТПО в период Эль-Ниньо Модоки отклик климатической системы, как в пределах тропиков, так и в удаленных районах может существенно изменяться. При этом оценка влияния событий ЭНЮК на климат удаленных районов, полученная в предыдущих исследованиях, может быть составлена из совокупности влияний двух различных мод Эль-Ниньо и не отражать адекватно особенности удаленного отклика для каждого из типов Эль-Ниньо. Максимальная чувствительность атмосферы к воздействию со стороны океана отмечается в регионе индо-тихоокеанского теплого бассейна, где наиболее развиты процессы глубокой конвекции, несмотря на то, что максимальные аномалии в тропическом океане наблюдаются на востоке Тихого океана. Удаленный климатический отклик, эффективность которого зависит как от интенсивности воздействия со стороны океана (амплитуда аномалий ТПО), так и от атмосферной чувствительности к этому воздействию, будет в большей степени управляться процессами, происходящими в центре, а не на востоке Тихого океана. Поэтому исследование отклика глобальной атмосферы на явление Эль-Ниньо Модоки, локализованное в центральной части Тихого океана, является актуальным научным вопросом.

Основной задачей настоящего исследования являлась разработка механизма формирования двух типов Эль-Ниньо – канонического и Модоки, основанного на стохастическом воздействии процессов внутрисезонного масштаба, а также определение отклика атмосферной циркуляции на два типа Эль-Ниньо.

Остановимся кратко на механизме развития Эль-Ниньо. Толчком к развитию Эль-Ниньо является западная аномалия ветра, возникающая на западе Тихого океана. Западная аномалия ветра, согласно теории Экмана, вызывает конвергенцию вод у экватора, что приводит к подъему уровня океана. Для сохранения равновесия нижняя граница перемешанного слоя должна опуститься, то есть должна увеличиться глубина термоклина. Приток водных масс к экватору генерирует отрицательную аномалию уровня океана во внеэкваториальных районах. Возникшие аномалии далее распространяются в виде волн: на экваторе на восток в виде захваченной волны

Кельвина (в роли границы выступает экватор, где сила Кориолиса меняет знак), вне экватора на запад в виде волны Россби. Волна Кельвина переносит аномалии, возникшие на западе Тихого океана, на восток, за 75 дней она достигает Южной Америки. По мере распространения волны на восток на всем протяжении экваториального Тихого океана отмечается заглубление термоклина. Заглубление термоклина вызывает наиболее сильный отклик в температуре поверхностных вод у побережья Южной Америки. Это связано с развитием в данном регионе апвеллинга. В условиях Эль-Ниньо апвеллинг сохраняется, хотя и несколько ослаблен, однако заглубление термоклина приводит к тому, что поднимающиеся воды имеют более высокую температуру, чем в нормальных условиях, охлаждения поверхностного слоя глубинными водами не происходит. При этом солнечная радиация нагревает поверхность, как и в других районах Тихого океана, и формируются положительные аномалии ТПО. Кроме этого, потеплению способствует и воздействие со стороны атмосферы. Интенсивность апвеллинга в значительной степени контролируется действием на океан пассатных течений – юго-восточные пассаты Южного полушария увлекают поверхностные воды от материка, а им на смену снизу поднимаются более холодные водные массы. При уменьшении интенсивности пассата в период Эль-Ниньо апвеллинг ослабевает, что способствует повышению ТПО. Отразившись от берегов Южной Америки, волна Кельвина превращается в волну Россби и переносит положительную аномалию уровня океана на запад. Начальная волна Россби, с термоклинном, расположенным близко к поверхности океана, наоборот, доходит до Индонезии, отражается в виде волны Кельвина и несет к Южной Америке отрицательную аномалию уровня океана. Когда она достигает восточных районов Тихого океана, цикл замыкается.

Таким образом, условием, необходимым для возникновения Эль-Ниньо является западная аномалия ветра в западном Тихом океане. Часто ее ассоциируют с явлением внутрисезонного масштаба, называемого всплеском западного ветра, и проявляющимся в усилении западного ветра в течение 15–20 суток. Однако генезис такого усиления ветра до настоящего времени остается неясным. Очевидно, что западные ветры на экваторе возникают на периферии циклонических вихрей, расположенных по обе стороны от экватора. Такие циклонические образования могут иметь различный генезис и пространственно-временные масштабы. Во-первых, западные ветры формируются на периферии тропических циклонов, проходящих на небольшом удалении от экватора. Однако временной (5–7 суток) и пространственный (до 1000 км) масштабы тропического циклона не соответствуют пространственно-временным масштабам океанической волны Кельвина (30 суток и тысячи км). Во-вторых, тропические циклоны перемещаются с

востока на запад, следовательно, не могут способствовать смещению западной аномалии ветра на восток. Последнее условие необходимо, так как океанические волны Кельвина достаточно быстро диссипируют в пространстве. Для того, чтобы сформировалась не единичная волна Кельвина, а пакет волн, и чтобы его амплитуда незначительно уменьшалась при распространении на восток, необходимо, чтобы либо западная аномалия ветра смещалась на восток, либо, чтобы к востоку от первоначальной локализации возникали новые очаги западной аномалии ветра.

Циклоническая завихренность в районе экватора также может быть связана с колебанием Маддена-Джулиана. Колебания Маддена-Джулиана (МЮ для Madden-Julian Oscillation) – это организованная структура конвекции в приэкваториальных районах, представляющая собой чередование областей усиленной и подавленной конвекции [26]. С аномалиями конвекции связаны аномалии ветра: западные – к западу от конвективного центра и восточные – к востоку. Пространственный масштаб колебания Маддена-Джулиана 12–20 тысяч км, временной – 30–60 дней. Они возникают над Индийским океаном и распространяются до центра Тихого океана, перемещаясь на восток со средней скоростью около 430 км/сутки. Важно заметить, что МЮ представляет собой аномалию, как в поле ветра, так и в поле конвекции. Они могут развиваться как на фоне среднего западного потока (например, на востоке Индийского океана), тогда западные аномалии ветра будут проявляться в усилении западных экваториальных ветров, а восточные – в их ослаблении. Напротив, если МЮ смещается в районы, где господствует восточный пассатный перенос, то к западу от зоны усиленной конвекции будет наблюдаться ослабление пассата (западная аномалия ветра), а к востоку – усиление пассата (восточная аномалия ветра). Несмотря на то, что аномалии циркуляции, обусловленные МЮ, не меняют направления основного потока, а лишь модифицируют его, они создают области конвергенции и дивергенции скорости по потоку, которые формируют зоны конвергенции и дивергенции воздуха. В зонах конвергенции возникают восходящие движения и усиливаются конвективные процессы, а в зонах дивергенции нисходящие потоки приводят к разрушению облачности и подавлению конвекции. Пространственно-временные масштабы колебаний Маддена-Джулиана соответствуют масштабам океанической волны Кельвина, а связанные с ним западные аномалии ветра перемещаются с запада на восток, следовательно, могут генерировать и поддерживать волну Кельвина в океане.

Безвихревые западные аномалии ветра в районе экватора связаны с экваториальными атмосферными волнами Кельвина. Это волны определенных пространственных и временных масштабов, существующие в непо-

средственной близости от экватора. Они распространяются в горизонтальном и вертикальном направлении. Теоретически волны являются решениями уравнений мелкой воды в тропической атмосфере. Реально существующие возмущения имеют масштабы и скорости перемещения, близкие к теоретическим оценкам, поэтому получили одноименные названия. Атмосферные волны Кельвина удовлетворяют условиям, необходимым для генерации волны в океане: они распространяются с запада на восток, имеют зональную протяженность до 15 тысяч км и продолжительность до 20 суток.

Наконец, западные аномалии ветра могут быть связаны с атмосферными экваториальными волнами Россби. Их пространственная структура представляет чередование пары циклонов и антициклонов, распространяющихся с востока на запад. Они могут быть идентифицированы в данных наблюдений в виде парных вихрей по обе стороны от экватора. Пространственно-временные масштабы волн Россби соответствуют масштабам океанической волны (зональная протяженность до 15 тысяч км, продолжительность от 15 до 50 дней). Они не перемещаются на восток, но максимум их интенсивности локализован в центре Тихого океана, следовательно, они могут поддерживать океаническую волну Кельвина, зародившуюся на западе Тихого океана.

Таким образом, выделяются три типа возмущений внутрисезонного масштаба, которые могут создавать западную аномалию ветра, необходимую для генерации волны Кельвина в океане: колебания Маддена-Джулиана и конвективно-связанные экваториальные волны Кельвина и Россби. Именно их роль в генерации Эль-Ниньо рассматривается в настоящей работе.

Материалы и методы исследования

Для анализа и расчетов использовались различные архивы данных наблюдений, спутниковой информации и базы реанализов. По температуре поверхности океана массивы Hadley центра и реанализ SODA; о скорости ветра и уходящей длинноволновой радиации – массив NCEP/NCAR реанализа; по осадкам – массив GPCP.

Для оценки удаленного отклика атмосферной циркуляции на сигнал в тропической зоне Д.Ю. Гущиной совместно с М.А. Петросянцем был разработан новый индекс циркуляции, позволяющий оценивать крупномасштабные особенности атмосферной циркуляции [2], [4], [8], [9].

В работе используется две модификации индекса циркуляции: циркуляция скорости $L_{\varphi} = \oint_l u(\varphi) dl_{\varphi}$ зональной составляющей реального вет-

ра $u(\varphi)$ вдоль круга широты l_{φ} и циркуляция скорости по замкнутому контуру S :

$$L_S = \int_{l_{\varphi 1}} u_{\varphi 1} dl_{\varphi 1} + \int_{l_{\lambda 2}} v_{\lambda 2} dl_{\lambda 2} - \int_{l_{\varphi 2}} u_{\varphi 2} dl_{\varphi 2} - \int_{l_{\lambda 1}} v_{\lambda 1} dl_{\lambda 1}$$

где u и v — зональные и меридиональные составляющие скорости реального ветра, $\varphi 1$ и $\varphi 2$ — широты южной и северной границ контура, соответственно, $\lambda 1$ и $\lambda 2$ — долготы западной и восточной границ контура, соответственно, l — длина стороны контура.

Предложенный индекс представляет, по существу новый путь исследования взаимодействия океана и атмосферы, основанный на анализе обобщающего индекса циркуляции, характеризующего основные черты глобального распределения циркуляции атмосферы. Кроме того, было выявлено, что введенный индекс является показателем, удобным для тестирования моделей общей циркуляции атмосферы, так как позволяет, с одной стороны, значительно уменьшить объем исследуемой информации, а с другой стороны — определить основные характерные особенности глобальной циркуляции атмосферы [11], [1].

Для выделения компонент внутрисезонной изменчивости используется двумерный спектральный анализ [29]. Для каждой широты от 15° с.ш. до 15° ю.ш. проводится комплексное Фурье-преобразование по долготе и по времени, что позволяет получить распределение спектральной плотности в зависимости от зонального волнового числа и частоты колебания. Для восстановления сигналов, соответствующих МЮ и экваториальным волнам, выполняется обратное Фурье-преобразование с сохранением значений спектральной плотности только в области, прилегающей к дисперсионной кривой конкретной волны.

Разделение Эль-Ниньо на два типа: каноническое (или восточно-тихоокеанское — ВТ) и Модоки (или центрально-тихоокеанское — ЦТ) выполняется двумя способами. Первый метод, предложенный [30], используется при композиционном анализе. Согласно этому методу, явление, при котором аномалия ТПО в районе Nino3 (5° ю.ш. — 5° с.ш.; 150° — 90° з.д.) больше, чем в районе Nino4 (5° ю.ш. — 5° с.ш., 160° в.д. — 150° з.д.), и больше на $0,5^\circ\text{C}$ в течение ноября, декабря, февраля относится к типу ВТ. Если, напротив, больше аномалия в районе Nino4, то явление относится к типу ЦТ. Для построения непрерывных рядов индексов ЦТ и ВТ Эль-Ниньо использован метод [28]. Аномалии ТПО в тропическом Тихом океане раскладываются на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ), при

этом первые две моды описывают максимальное количество изменчивости (68% и 14%, соответственно). ЭОФ1 соответствует структуре распределения аномалий ТПО (АТПО), наблюдающейся при Эль-Ниньо канонического типа, с максимумом ТПО вдоль побережья Южной Америки, а ЭОФ2 – структуре АТПО, наблюдающейся при Эль-Ниньо Модоки, с максимумом ТПО в центральной части Тихого океана и отрицательными значениями к западу и востоку. Первым двум модам соответствуют временные ряды основных компонент РС1 и РС2, которые и используются для построения индексов Эль-Ниньо – индекса ВТ для канонического Эль-Ниньо и индекса ЦТ для Эль-Ниньо Модоки. В работе [28] показано, что сами по себе ряды РС1 и РС2 не являются репрезентативными с точки зрения разделения Эль-Ниньо на два типа. Точки в пространстве РС1/РС2 ложатся примерно вдоль диагональных осей (особенно четко это проявляется в моделях, в которых воспроизводится большее количество явлений Эль-Ниньо обоих типов). Поэтому, чтобы получить индексы ЦТ и ВТ, необходимо повернуть оси РС1 и РС2 на 45°. Тогда индексы будут вычисляться по следующим формулам:

$$ВТ = \frac{РС1 - РС2}{\sqrt{2}} ;;$$

$$ЦТ = \frac{РС1 + РС2}{\sqrt{2}} ;;$$

Вклад атмосферных возмущений внутрисезонного масштаба в генерацию двух типов Эль-Ниньо

Как упоминалось выше, источником аномальных западных ветров, возбуждающих океаническую волну Кельвина, могут быть три типа возмущений внутрисезонного масштаба: колебания Маддена-Джулиана и экваториальные конвективно-связанные волны Кельвина и Россби. Более ранние исследования связей МЮ и Эль-Ниньо не дали положительных результатов, потому как не учитывалась сезонная зависимость этого взаимодействия [27]. В данном исследовании детализированы изменения статистических связей по сезонам.

На первом этапе была проведена оценка вклада компонент ВТИ в общую изменчивость в тропической зоне. Результаты сильно варьируются как в пространстве, так и во времени, что обусловлено сезонной миграцией максимумов изменчивости. В среднем на долю МЮ приходится до 40 % изменчивости, на долю волн Кельвина до 30% и на долю экваториальных волн Россби до 20 %. В [5] показано, что спектральные пики, соответству-

ющие данным возмущениям, проявляются в полях осадков, уходящей длинноволновой радиации, зонального ветра и напряжения трения, в меньшей степени в притоке тепла к земной поверхности. Определяя значительный процент общей изменчивости данных полей, атмосферные возмущения внутрисезонного масштаба могут приводить к росту аномалий ТПО в тропиках через потоки тепла и момента импульса.

Для анализа взаимосвязей между внутрисезонной тропической изменчивостью и циклом ЭНЮК необходимо было ввести характеристику интенсивности волн, так как нас интересовал не процесс взаимодействия одной конкретной волны и даже не пакета волн с поверхностью океана, а отклик на усиление или ослабление МЮ и атмосферных волн в определенном месте и в определенное время. Если наблюдалось последовательно несколько событий МЮ, и они имели большую амплитуду, то они могли оказать значительное вынуждающее воздействие на океан, а если волн было одна или две, то отклика не последовало. Для расчета интенсивности ВТИ был использован метод, предложенный [24]. После выделения в поле ветра сигнала, соответствующего колебаниям Маддена-Джулиана и экваториальным волнам Кельвина и Россби (с помощью двумерного спектрального анализа), рассчитывалась интенсивность МЮ, волн Кельвина и Россби как среднеквадратическое отклонение (СКО) по скользящему периоду со сдвигом в один день. Длина периода варьировалась в зависимости от типа волны: 90 дней для МЮ, 48 дней для волн Россби и 30 дней для волн Кельвина. Рассчитанное скользящее СКО осреднялось по месяцам года. Далее рассчитанные амплитуды осреднялись по экваториальной полосе (5° ю.ш. – 5° с.ш.) в каждой точке долготы с шагом 2.5° . Несмотря на то, что максимальная амплитуда МЮ в период Эль-Ниньо отмечается в Южном полушарии, в работе внимание сконцентрировано на интенсивности ВТИ в приэкваториальной полосе. Это обусловлено тем, что океанические волны Кельвина являются экваториально-захваченными волнами, их амплитуда резко убывает по мере удаления от экватора, и они реально существуют только в пределах экваториального волновода (3° ю.ш. – 3° с.ш.). Следовательно, атмосферные возмущения могут возбуждать океаническую волну Кельвина, ответственную за возникновение Эль-Ниньо, только в пределах экваториального волновода.

Полученные ряды интенсивности МЮ, волн Кельвина и Россби коррелировались с январским индексом Эль-Ниньо, который был представлен температурой поверхности океана в районе Nino3.4 (5° ю.ш. – 5° с.ш.; 170° з.д. – 120° з.д.). Январь был выбран как центральный месяц фазы кульминации явления Эль-Ниньо. Анализ полученных результатов позволил выявить, что максимальные связи между внутрисезонными атмосфер-

ными возмущениями и ЭНЮК отмечаются в следующих районах: для МЖО – на западе Тихого океана, для экваториальных волн Россби – в центре Тихого океана, для волн Кельвина – на востоке и на западе Тихого океана. Исходя из полученных результатов были введены индексы интенсивности компонент ВТИ, которые представляют собой амплитуду волн, рассчитанную по описанному выше методу, осредненную по следующим квадратам: в западном Тихом океане – 5° ю.ш. – 5° с.ш.; 120° – 180° в.д., в центральном Тихом океане – 5° ю.ш. – 5° с.ш.; 140° в.д. – 160° з.д.; в восточном Тихом океане – 5° ю.ш. – 5° с.ш.; 160° – 100° з.д. Между полученными индексами интенсивности ВТИ и индексом Эль-Ниньо были рассчитаны кросскорреляционные функции со сдвигом по времени до 12 месяцев, которые позволили проанализировать взаимосвязи между циклом ЭНЮК и интенсивностью ВТИ не только в фазу кульминации явления, но в течение всего года. Индекс Эль-Ниньо был сглажен трехмесячным скользящим осреднением для сопоставимости с масштабом изменчивости интенсивности волн.

Для исследования взаимосвязей ВТИ/ЭНЮК выбран 30-летний период наблюдений с 1977 по 2006 год, в течение которого отмечались как исключительно сильные явления Эль-Ниньо – в 1982–83 гг. и в 1997–98 гг., так и периоды относительно слабой активности ЭНЮК (после 1998 года).

На Рис. 1 приведена корреляция между осредненной вдоль экватора интенсивностью МЖО, волн Кельвина и Россби и ТПО в районе Nino3.4 в январе.

Так как волна Кельвина в океане, заглубляющая термоклин в условиях Эль-Ниньо, зарождается на западе Тихого океана весной, предшествующей кульминации явления, то нас интересуют взаимосвязи между ВТИ и ТПО в районе Nino3.4 именно в этот период (весна-лето Северного полушария года -1 на Рис. 1). По данным наблюдений четко прослеживается область положительной корреляции, на западе Тихого океана в марте-мае года, предшествующего Эль-Ниньо для МЖО (Рис. 1а), и в центре Тихого океана в мае-августе для экваториальных волн Россби (Рис. 1в). То есть увеличение интенсивности МЖО на западе Тихого океана и экваториальных волн Россби в центре Тихого океана весной и летом тесно связано с повышением ТПО на востоке и в центре Тихого океана следующей зимой. Аналогичные взаимосвязи характерны не только для января месяца, но и для всего цикла ЭНЮК: повышение ТПО следует за увеличением интенсивности МЖО и волн Россби со сдвигом от 9 до 1 месяца [21]. Для атмосферных волн Кельвина значимый сигнал проявляется только в год, следующий за Эль-Ниньо (год 0 на Рис. 1). То есть атмосферные волны Кельвина интенсифицируются вслед за повышением ТПО на востоке Тихого океана, и, таким образом, не могут участвовать в генерации Эль-Ниньо.

Зональный ветер на 850 гПа, NCEP/NCAR реанализ

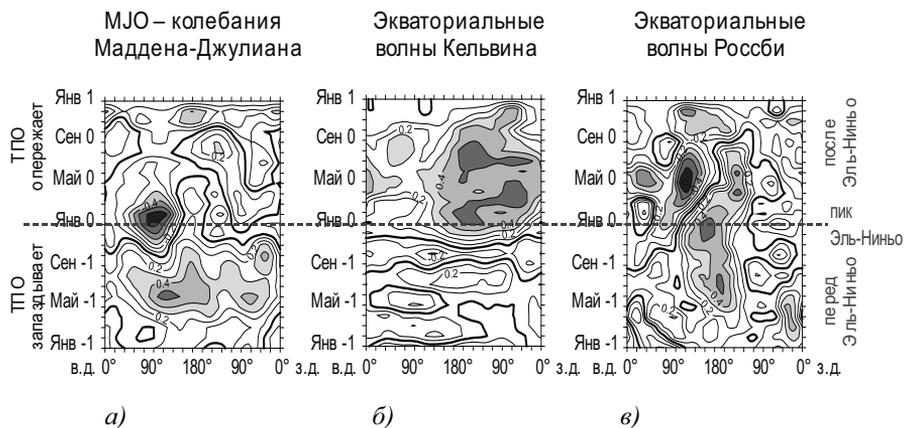


Рис. 1. Корреляция со сдвигом между ТПО в Niño3.4 в январе (Янв 0) и экваториально осредненным U850, отфильтрованным в интервале МЖО (а), волн Кельвина (б) и волн Россби (в). Результаты по NCEP/NCAR реанализу. Период 1977–2006 гг. Интервал 0.1. Корреляции выше (ниже) 0.3 (-0.3) закрашены.

Следовательно, статистически показано, что интенсификация МЖО и волн Россби предшествует Эль-Ниньо. Однако было отмечено, что характер взаимосвязей между ВТИ и ЭНЮК претерпевает существенные изменения в последние десятилетия. С другой стороны известно, что именно в этот период увеличилась повторяемость Эль-Ниньо типа Модоки. Это позволяет выдвинуть гипотезу, что модуляция связей ВТИ/ЭНЮК может являться причиной формирования двух модификаций Эль-Ниньо. Поэтому в дальнейшем анализ вклада возмущений внутрисезонного масштаба в механизм генерации Эль-Ниньо, в частности анализ амплитуды, эволюции и характеристик распространения возмущений масштаба ВТИ, проводились отдельно для двух разных типов Эль-Ниньо.

Были построены композиционные экваториальные разрезы, представляющие временную эволюцию различных компонент ВТИ в период двух типов Эль-Ниньо и в период Ла-Нинья, они сравнивались с их средним годовым ходом, рассчитанным по всему исследуемому периоду (Рис. 2). Анализ Рис. 2 очевидно показывает, что эволюция МЖО и волн Россби в период Эль-Ниньо отличается и от Ла-Нинья и от среднего годового хода, а также неодинакова для двух типов Эль-Ниньо. Различия лучше прослеживаются на графике аномалий (Рис. 3). Особое внимание обращено на

фазу развития Эль-Ниньо (год перед кульминацией), так как статистический анализ показал, что интенсивность МЖО и волн Россби весной и летом перед Эль-Ниньо тесно связана с ТПО в фазу кульминации. Для МЖО и волн Россби четко прослеживается положительная аномалия интенсивности с января по июнь (Рис. 3 б, в). Однако для генерации Эль-Ниньо важны западные ветры, тогда как с колебаниями Маддена-Джулиана и волнами Россби связаны как западные, так и восточные аномалии нижнетропосферного ветра. Так как асимметрия ряда ветра в интервале МЖО и волн Россби весной-летом Северного полушария перед кульминацией Эль-Ниньо положительна (Рис. 3ж, з), то можно утверждать, что увеличение интенсивности связано именно с западными (положительными) аномалиями ветра. Согласно теории Эль-Ниньо, западные аномалии ветра генерируют волну Кельвина в океане, которая заглубляет термоклин. Для проверки реализации этого механизма был построен временной ход интенсивности океанической волны Кельвина для первой и второй бароклинной моды (отражающих структуру вертикального распределения температуры в перемешанном слое).

На Рис. 3 (б, г, ж, и) видно, что одновременно с положительной аномалией МЖО наблюдается положительная аномалия интенсивности первой бароклинной моды океанической волны Кельвина. Причем эта аномалия проявляется именно в подъеме уровня океана (то есть заглублении термоклина), так как асимметрия этого сигнала положительна. Поскольку данная аномалия уровня океана распространяется с запада на восток и достигает Южной Америки в декабре, то можно заключить, что заглубление термоклина, связанное с ней, приводит к формированию условий Эль-Ниньо. Важно обратить внимание на вторую бароклинную моду волны Кельвина. Максимум ее интенсивности лучше совпадает с аномалиями волн Россби (Рис. 3 в, д). Это чрезвычайно важный и неизвестный ранее факт. Как было показано в [20],[3], наиболее сильные и быстро развивающиеся Эль-Ниньо связаны с аномалией именно второй моды, которая, как показывает наш анализ, определяется влиянием атмосферных волн Россби. До настоящего исследования роль волн Россби в генерации Эль-Ниньо вообще не рассматривалась.

Отличие в поведении компонент ВТИ между Эль-Ниньо Модоки и каноническим в фазу развития заключаются в меньших абсолютных значениях аномалий, особенно для МЖО, в период Эль-Ниньо Модоки, а также в меньшем вкладе второй бароклинной моды в океане в аномалию уровня и термоклина.

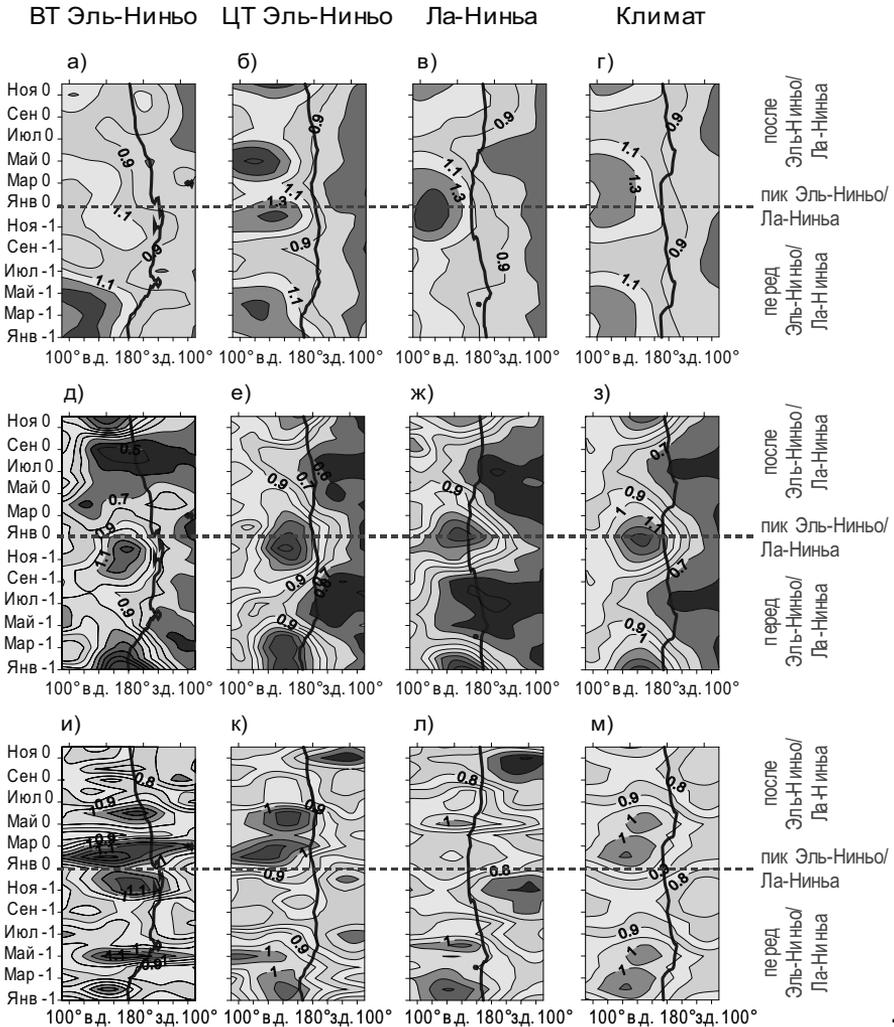


Рис. 2. Долготно-временные разрезы вдоль экватора скользящего среднеквадратического отклонения (СКО) зональной компоненты ветра на 850 гПа (U850), отфильтрованной в интервале МЖО (верхняя панель), экваториальных волн Россби (средняя панель) и экваториальных волн Кельвина (нижняя панель). Композиционные разрезы для ВТ Эль-Ниньо (1965–66, 1972–73, 1976–77, 1982–83, 1997–98) – первый столбец, ЦТ Эль-Ниньо (1968–69, 1990–91, 1994–95, 2002–2003, 2004–2005, 2006–2007) – второй столбец, Ла-Нинья (1970–71, 1973–74,

1975–76, 1984–85, 1988–89, 1998–99, 1999–2000) – третий столбец и среднемноголетний годово́й ход (осреднение за период 1960–2008 гг.) – четвертый столбец. Январь 0 соответствует пику явления Эль-Ниньо. Интервал 0.1 м/с для волн Кельвина и 0.2 м/с для МЮ и волн Россби. Жирная коричневая линия показывает среднее положение изотермы 28°C для каждого из компонентов.

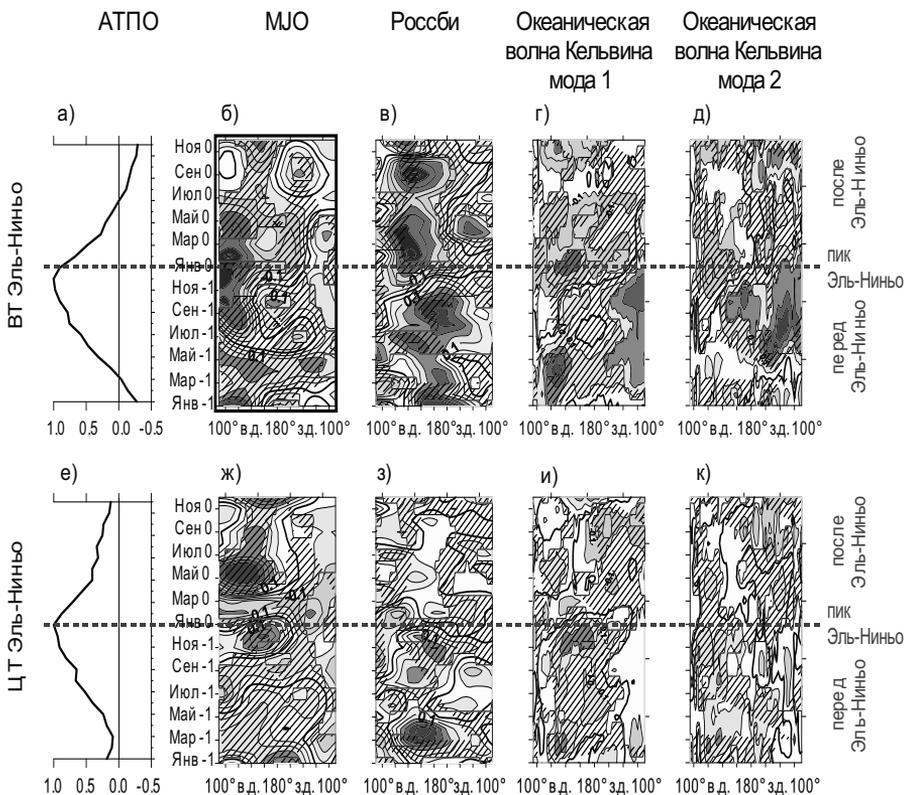


Рис. 3. Композит аномалий ТПО, осредненных по району Niño3 (5° ю.ш. – 5° с.ш.; 150° – 90° з.д.) для VT Эль-Ниньо (а) и району Niño4 (5° ю.ш. – 5° с.ш., 160° в.д. – 150° з.д.) для ЦТ Эль-Ниньо (е), нормализованный на максимальное по данному композиту значение аномалии ТПО (2.21°C и 0.87°C соответственно). Долготно-временной разрез вдоль экватора аномалий скользящего СКО поля ветра на 850 гПа, отфильтрованного в интервале МЮ (б, ж), экваториальных волн Россби (в, з), первой бароклинной моды океанической волны Кельвина (г, и), второй бароклинной моды океанической волны Кельвина (д, к). Композиционные разрезы для VT Эль-Ниньо (1965–66, 1972–73, 1976–77, 1982–83, 1997–98) – верхняя панель, ЦТ Эль-Ниньо (1968–69, 1990–91, 1994–95, 2002–

2003, 2004–2005, 2006–2007) – нижняя панель. Интервал 0.05 м/с для МЮ и волн Россби, 0.1 см для первой моды волны Кельвина и 0.05 см для второй моды волны Кельвина. Районы, для которых разность между ВТ и ЦТ условиями является значимой на 75 % уровне вероятности, заштрихованы.

Наиболее существенные различия между двумя типами Эль-Ниньо проявляются в фазу кульминации и угасания. При каноническом Эль-Ниньо интенсивность и МЮ и волн Россби резко падает (отрицательные аномалии на Рис. 3б, в), одновременно уменьшается интенсивность волн Кельвина в океане (Рис. 3г, д), в результате термоклин приподнимается, и ТПО резко падает (Рис. 3а). При Эль-Ниньо Модоки положительные аномалии интенсивности МЮ и волн Россби сохраняются в фазу кульминации и после нее (Рис. 3ж, з), они поддерживают волну Кельвина (Рис. 3и, к), и ТПО остается выше нормы в течение всего следующего года (Рис. 3е). Таким образом, при каноническом Эль-Ниньо ВТИ вносит главный вклад в развитие аномалии ТПО, а при Эль-Ниньо Модоки в ее сохранение.

Каноническое Эль-Ниньо

Эль-Ниньо Модоки

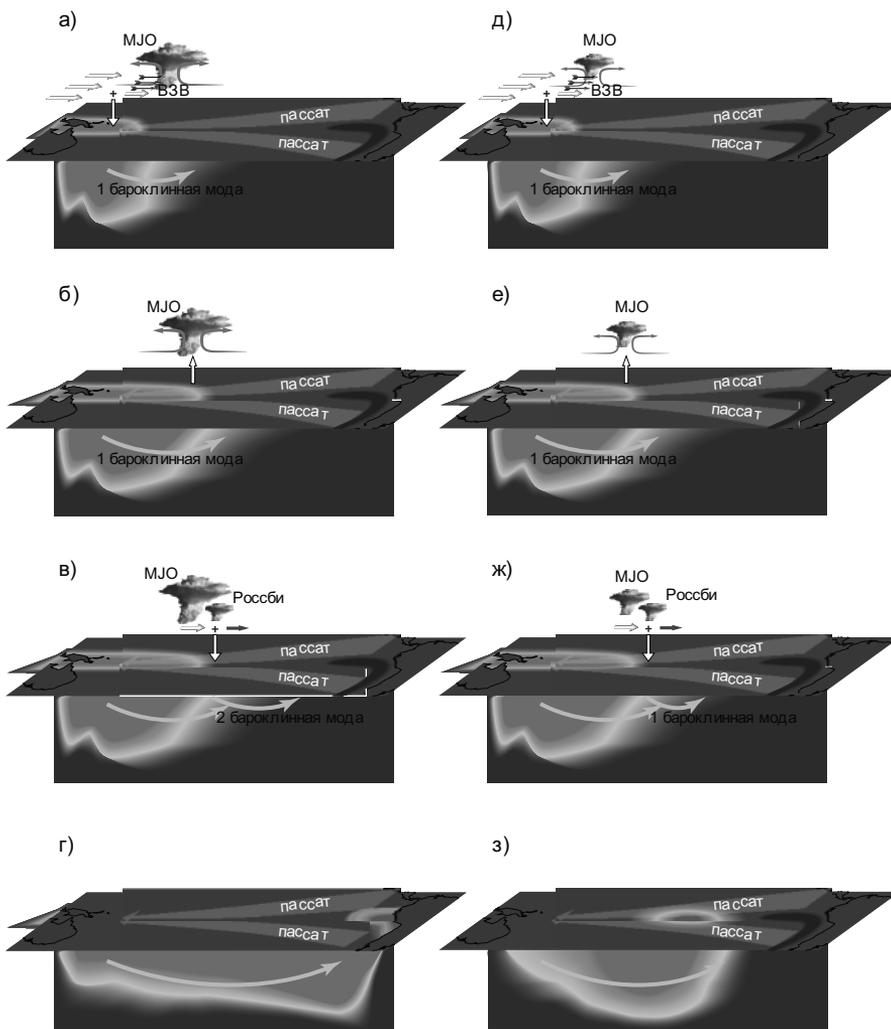


Рис. 4. Схема эволюции двух типов Эль-Ниньо.

На основании полученных результатов был предложен следующий механизм взаимодействия между ТПО, колебаниями Маддена-Джулиана и экваториальными волнами Россби (Рис. 4).

В нормальных условиях над Тихим океаном господствует пассатный перенос. На западе Тихого океана локализован очаг теплых вод, а термоклин расположен глубоко, на востоке, напротив термоклин приподнят, а поверхностные воды относительно холодные. В год, предшествующий Эль-Ниньо, на западе Тихого океана, как правило, наблюдается западная аномалия ветра. При усилении МЖО в этом районе, западная аномалия ветра, связанная с МЖО, складывается с западной аномалией среднего потока и приводит к возникновению всплеска западных ветров. Он генерирует волну Кельвина в океане, которая, распространяясь на восток, приводит к заглублению термоклина на всем протяжении экваториального Тихого океана. Возникает положительная обратная связь между океаном и атмосферой: распространение на восток области повышенной ТПО способствует смещению на восток максимума МЖО, которая поддерживает существование волны Кельвина. Когда волна Кельвина достигает центральных районов Тихого океана, ее амплитуда поддерживается за счет западных аномалий ветра, связанных с экваториальной волной Россби. Возникает второй пакет волн Кельвина в океане. В условиях канонического Эль-Ниньо атмосферные волны Россби вызывают отклик в океане, проявляющийся в аномалиях второй бароклинной волны Россби. Как было показано в наших исследованиях, наиболее сильные и быстро развивающиеся Эль-Ниньо связаны с аномалией именно второй моды, возможно поэтому наиболее интенсивные Эль-Ниньо двадцатого столетия относятся к каноническому типу. В условиях Эль-Ниньо Модоки волны Россби вызывают отклик, проявляющийся в интенсификации первой бароклинной моды океанической волны Кельвина. Когда аномалия термоклина, связанная с волнами Кельвина, достигает побережья Южной Америки, то формируются условия Эль-Ниньо. При каноническом Эль-Ниньо после фазы кульминации интенсивность МЖО и волн Россби резко уменьшается, волна Кельвина в океане ослабляется и аномалия ТПО исчезает. При Эль-Ниньо Модоки после фазы кульминации интенсивность МЖО и волн Россби остается аномально высокой, и аномалия ТПО сохраняется в течение последующего года.

Удаленный отклик атмосферной циркуляции на два типа Эль-Ниньо

Эль-Ниньо Южное Колебание, являясь наиболее ярким примером межгодовой климатической изменчивости, очевидно оказывает значительное влияние на климат и погоду во многих удаленных районах Земного шара.

Исследованию так называемых дальних связей Эль-Ниньо посвящено большое количество работ [17], [10], (например, Trenberth et al.; 1998.). Однако в предыдущих исследованиях очень мало внимания уделялось сравнению отклика на два различающихся типа Эль-Ниньо, хотя, как показано в некоторых работах [18], он может существенно отличаться, вплоть до противоположного.

С использованием индексов циркуляции Петросьянца-Гущиной был исследован отклик средней зональной циркуляции и циркуляции в центрах действия атмосферы на каноническое и Модоки Эль-Ниньо.

Показано, что интенсивность отклика средней зональной атмосферной циркуляции выше в период развития Эль-Ниньо Модоки по сравнению с каноническим. Однако пространственная структура отклика и характеристики его распространения имеют сходный характер: сигнал, возникающий в приэкваториальных и тропических широтах как отклик на аномалии ТПО в Тихом океане, со временем распространяется в более высокие широты и имеет волновую структуру. Отклик средней зональной циркуляции заключается в усилении западного переноса и ослаблении восточного как в тропических, так и во внетропических широтах (Рис. 5).

Так как отклик средней зональной циркуляции на два типа Эль-Ниньо имеет сходную структуру, для объяснения различий в аномалиях температуры воздуха и осадков, возникающих под влиянием ЭНЮК, проведен анализ аномалий региональной циркуляции.

Анализ связей аномалий температуры поверхности океана в период развития канонического и Модоки Эль-Ниньо с аномалиями циркуляции скорости ветра в различных регионах Земного шара показал, что в одних регионах циркуляционные аномалии в атмосфере предшествуют повышению температуры поверхности тропического Тихого океана, в других, напротив, аномалии ТПО вызывают изменения атмосферной циркуляции. В ряде регионов, преимущественно находящихся вблизи района локализации аномалий ТПО, максимальная связь отмечается непосредственно в период кульминации явления Эль-Ниньо, по мере удаления от тропиков Тихого океана временной сдвиг возрастает, но его зависимость от расстояния от очага Эль-Ниньо не линейна (Рис. 6).

Аномалии циркуляции в центрах действия атмосферы, возникающие как отклик на Эль-Ниньо, в Северном полушарии сопоставимы для двух типов Эль-Ниньо, в то время как в Южном полушарии циркуляционные аномалии более ярко выражены в годы Эль-Ниньо Модоки (Рис. 6). При Эль-Ниньо Модоки в целом отклик в атмосферной циркуляции проявляется раньше, чем при каноническом. Причиной этого является различная локализация аномалий ТПО в период двух типов Эль-Ниньо: смещение обла-

сти положительной аномалии поверхностных вод к западу, где процессы глубокой конвекции наблюдаются не только при Эль-Ниньо, но и в нормальных условиях, приводит к более быстрому появлению отклика в атмосфере, так как интенсивная конвекция способствует активному переносу тепла и влаги от нагретого океана в атмосферу.

По характеру взаимосвязей с двумя типами Эль-Ниньо все центры действия можно разделить на четыре группы: контуры со сходным откликом на оба типа Эль-Ниньо, контуры с различным откликом, контуры со статистически значимым откликом только на один из типов Эль-Ниньо, и контуры, в которых значимых связей с Эль-Ниньо найдено не было.

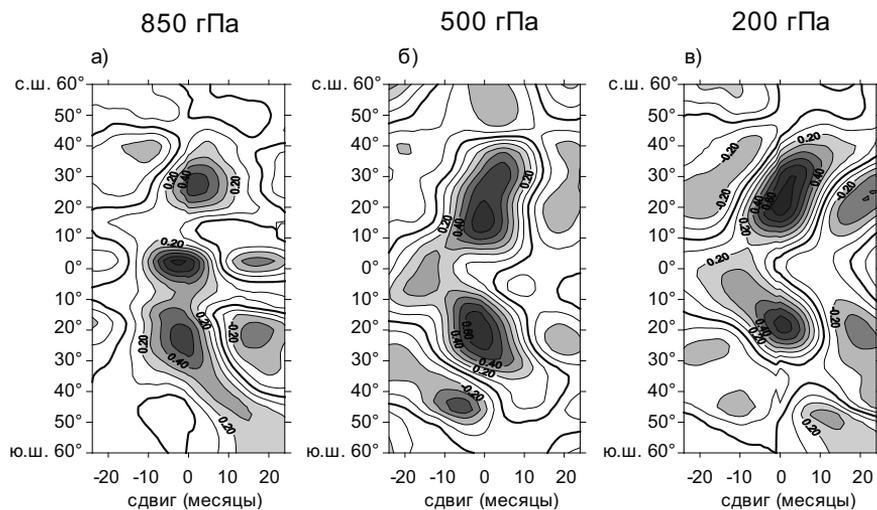
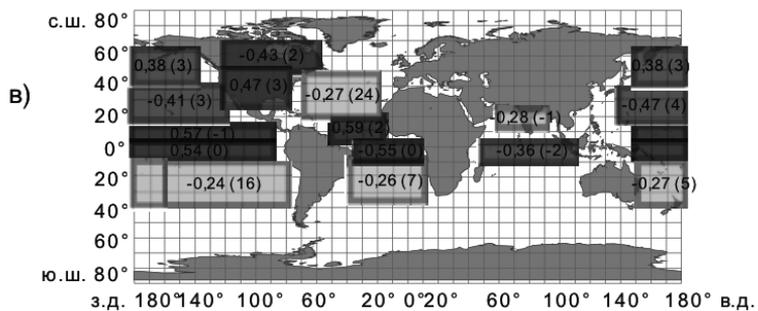
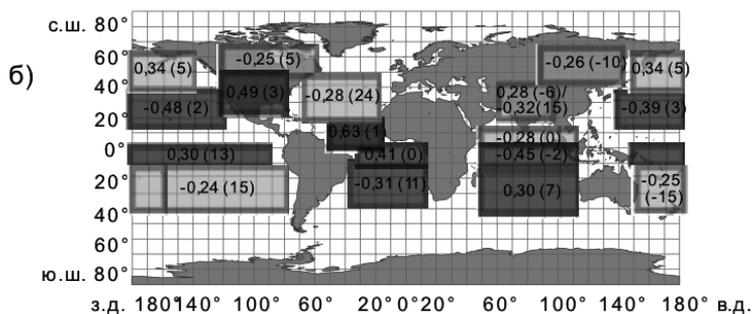
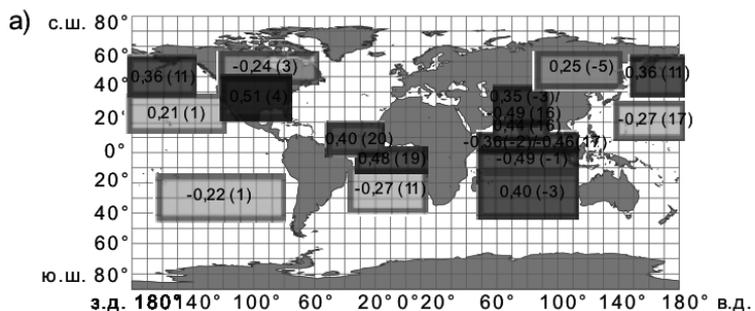


Рис. 5. Кросс-корреляция между 12-месячным скользящим средним аномалий циркуляции скорости вдоль круга широты на а) 850 гПа, б) 500 гПа, в) 200 гПа и аномалиями ТПО в районе Niño3 (5° с.ш. – 5° ю.ш.; 150° – 90° з.д.). Корреляция рассчитана для периода 1958-1997 гг. Отрицательные сдвиги – атмосфера опережает изменения ТПО, положительные сдвиги – атмосфера следует за изменениями ТПО. Закрашены коэффициенты корреляции больше $|0.2|$. Интервал 0.1. Жирная линия – нулевая корреляция.

ВТ Эль-Ниньо



ЦТ Эль-Ниньо

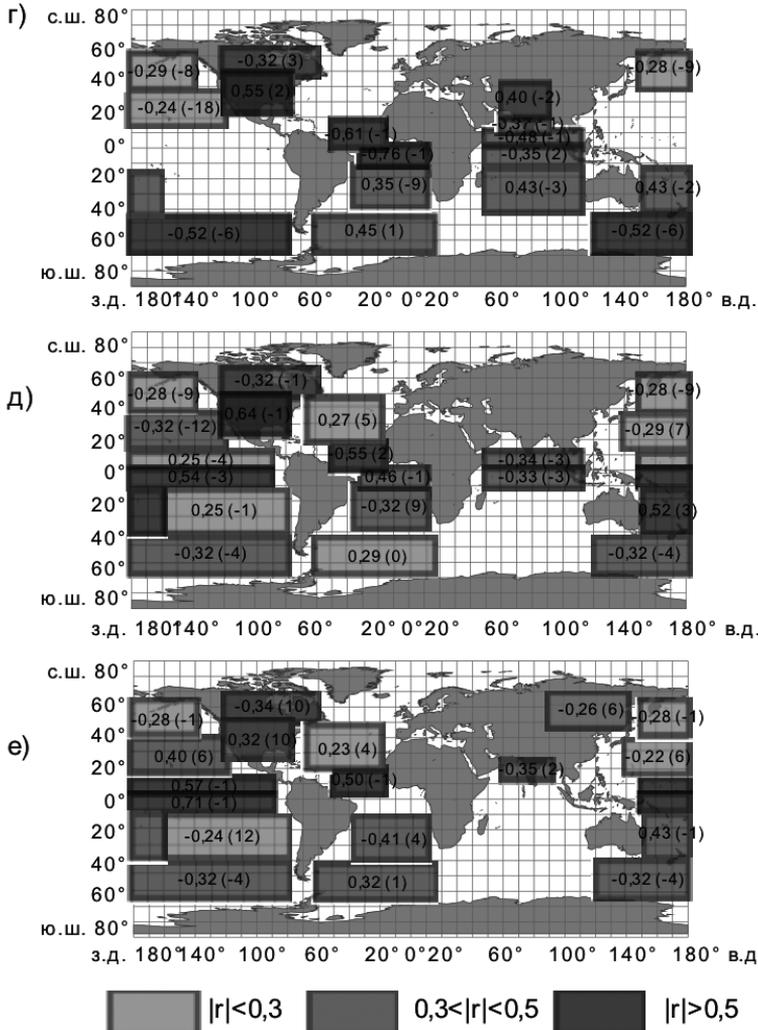


Рис. 6. Корреляционные связи аномалий циркуляции скорости ветра в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы с индексами ВТ (слева) и ЦТ (справа) Эль-Ниньо на геопотенциальных поверхностях 200 и 300 гПа (а, г), 500 и 700 гПа (б, д) и 850 и 925 гПа (в, е).

Заключение

На основании проведенных исследований показано, что:

- 1) взаимодействие между процессами внутрисезонного масштаба в тропиках и Эль-Ниньо имеют ярко выраженный сезонный характер. Ключевую роль в генерации Эль-Ниньо играет интенсификация колебаний Маддена-Джулиана на западе Тихого океана весной Северного полушария и экваториальных волн Россби в центре Тихого океана летом, предшествующим кульминации Эль-Ниньо в конце года.
- 2) Механизм влияния МЮ и волн Россби на Эль-Ниньо реализуется через аномальные западные ветры, связанные с МЮ и волнами Россби, которые генерируют океаническую волну Кельвина с заглубленным термоклинном. Распространяясь на восток, эта волна способствует заглублению термоклина во всем тропическом Тихом океане. В случае канонического Эль-Ниньо волна Кельвина достигает побережья Южной Америки в конце календарного года и вызывает потепление поверхностных вод из-за глубокого залегания термоклина. В случае Эль-Ниньо Модоки волна не распространяется дальше центра Тихого океана из-за наличия барьера плотности, повышение ТПО возникает за счет адвекции теплых вод и заглубления термоклина.
- 3) Вклад процессов внутрисезонного масштаба в развитие двух типов Эль-Ниньо различен. В условиях канонического Эль-Ниньо увеличение интенсивности колебаний Маддена-Джулиана и экваториальных волн Россби способствует развитию явления. При Эль-Ниньо Модоки ВТИ способствует сохранению аномалии ТПО и более медленному уменьшению температуры поверхности океана в фазу исчезновения Эль-Ниньо.
- 4) Эль-Ниньо Модоки вызывает более интенсивный отклик в средней зональной циркуляции тропических и умеренных широт; отклик региональной циркуляции проявляется раньше относительно момента кульминации явления Модоки по сравнению с каноническим.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-06693.

EL NIÑO SOUTHERN OSCILLATION AND ITS INFLUENCE ON THE OCEAN-ATMOSPHERE PROCESSES

Gushchina D., Dewitte B.

The process of El Niño generation is investigated with focus on the forcing from the atmosphere disturbances of intraseasonal timescale (ITV for Intraseasonal tropical variability). The important role of Madden-Julian Oscillation (MJO) and equatorial Rossby waves in El Niño generation is documented. The mechanism of ITV forcing results from the interaction between the westerly wind anomalies, associated to ITV, and oceanic Kelvin wave. It is shown that MJO and equatorial Rossby waves have a distinct behavior during the two types of El Niño. The MJO and Rossby wave intensification occurs during the development phase of canonical El Niño, while during El Niño Modoki the maximum of ITV activity is observed during the culmination and following phases, resulting in slower decreasing of sea surface temperature and longer duration of the warm event.

The remote circulation response to the two types of El Niño is studied. It is shown that the response in the mean zonal circulation is more intense during Modoki event, while the spatial structure of the zonal circulation anomalies is similar for the both types of El Niño. The response of the regional atmospheric circulation to the El Niño Modoki occurs earlier as compared to the canonical event resulting from the localization of SST anomalies in the central Pacific - area of strong deep convection. The intensity of circulation response in the atmosphere centers of action is more pronounced in the Southern hemisphere during El Niño Modoki and is comparable for both types of El Niño in the Northern hemisphere.

Литература

1. Гущина Д.Ю., Оценка воспроизведения особенностей глобальной циркуляции атмосферы и взаимосвязи между циркуляцией в тропиках и умеренных широтах моделями общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН и ARPEGE. // Метеорология и гидрология, 2003, №8, с.5-26.
2. Гущина Д.Ю., Петросянц М.А. О связи температуры поверхности экваториального Тихого океана с циркуляцией скорости ветра в центрах действия атмосферы // Метеорология и гидрология. 1998. № 12, с. 5-15.
3. Гущина Д.Ю., Девитт Б., Петросянц М.А. Объединенная модель тропического Тихого океана и атмосферы. Прогноз явления Эль-Ниньо – Южное Колебание, 1997-1998 гг. // Известия РАН «Физика атмосферы и океана», 2000, том 36, №5, с.581-604.
4. Гущина Д.Ю., Петросянц М.А., Соколихина Е.В. Интегральные характеристики глобального поля ветра. Часть 2. Интенсивность западного и восточного переноса. // Метеорология и гидрология. 2002. № 5. с. 5-16.
5. Гущина Д.Ю., Девитт Б., Коркмазова С.А., 2010: Внутрисезонная изменчивость тропической тропосферы и ее воспроизведение в атмосферной модели промежуточной степени сложности. // Метеорология и гидрология, №11, с.11-35.
6. Демченко П.Ф. и Кислов А.В. Стохастическая динамика природных объектов. Броуновское движение и геофизические примеры — М.: ГЕОС, 2010, 190 с.
7. С.С.Лаппо, С.К.Гулев, А.Е.Рождественский. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные зоны Мирового океана. Л., Гидрометеиздат, 1990, 336 с.
8. Петросянц М.А., Гущина Д.Ю. Крупномасштабное взаимодействие глобальной циркуляции атмосферы с температурой поверхности экваториального Тихого океана. // Метеорология и гидрология. 1998. № 5. с. 5-24.
9. Петросянц М.А., Гущина Д.Ю., Соколихина Е.В. Интегральные характеристики глобального поля ветра. Часть 1. Западный и восточный перенос, годовой ход и структура. // Метеорология и гидрология. 2001. № 9. с. 25-39.
10. Петросянц М.А., Семенов Е.К., Гущина Д.Ю., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н. Циркуляция атмосферы в тропиках: климат и изменчивость. М.: Макс Пресс. 2005. 670 с.
11. Суркова Г.В., Гущина Д.Ю. Воспроизведение циркуляционных особенностей современного климата моделями общей циркуляции атмосферы. // Метеорология и гидрология. 2002. № 8. с. 36-52.

12. Ashok K., Behera S. K., Rao S. A., Weng H., Yamagata, T. El Nino Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 2007, 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
13. Dewitte B., Gushchina D. Yu., duPenhoat Y., Lakeev S., On the importance of subsurface variability for ENSO simulation and prediction with intermediate coupled models of the Tropical Pacific: A case study for the 1997–1998 El Nino.// *Geophys. Res. Lett.*, 2002, 29, doi:10.1029/2002JC001498.
14. Dewitte B., Gushchina D., duPenhoat Y. and Lakeev S.: On the importance of subsurface variability for ENSO simulation and prediction with intermediate coupled models of the Tropical Pacific: A case study for the 1997-1998 El Nino. // *Geoph. Res. Lett.* 2002. V. 29., p. 652-657.
15. Gushchina, D. and Dewitte B.: The relationship between intraseasonal tropical variability and ENSO and its modulation at seasonal to decadal time-scales. // *Cent. Eur. J. Geosci.* 2011. No.1(2), p. 175-196, DOI: 10.2478/s13533-011-0017-3.
16. Gushchina D., Dewitte B. 2012: Intraseasonal Tropical Atmospheric Variability Associated with the Two Flavors of El Nino. // *Mon. Wea. Rev.* 2012. V. 140, p. 3669-3681.
17. Hasselman K. Stochastic climate models. PartI. Theory. *Tellus*, 1976, 28, N.6, pp.473-485.
18. Hendon H. H., M. C. Wheeler, and C.Zhang, 2007: Seasonal Dependence of the MJO–ENSO Relationship.// *J. Climate*, 20, 531–543.
19. Kug, J.S., F.F. Jin, and S.I. An (2009), Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. // *J. Clim.*, 22, 1499–1515.
20. Madden R. and P. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period.// *J. Atmos.Sci.*, 29, 1109–1123.
21. Slingo J. M., D. P. Rowel, and K. R. Sperber, 1999: On the predictability of the interannual behavior of the Madden-Julian Oscillation and its relationship with El Niño.// *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 583–609.
22. Takahashi K., A. Montecinos, K. Goubanova, and B. Dewitte, 2011: ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Nino.// *Geophys.Res.Lett.*, 38, L10704, doi:10.1029/2011GL047364
23. Wheeler, M. C., and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain.// *J. Atmos. Sci.*, 56, 374–399
24. Yeh S.-W., S.-J. Kug, B. Dewitte, M.-H. Kwon, B. P. Kirtman and F.-F. Jin, 2009: El Niño in a changing climate// *Nature*, 461, 511-514.

ОСОБЕННОСТИ ПОСТУПЛЕНИЯ БИОГЕННЫХ И ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ И РАДИОНУКЛИДОВ С АТМОСФЕРНЫМИ ОСАДКАМИ И АЭРОЗОЛЯМИ В РАЙОНЕ г. СЕВАСТОПОЛЯ И КРЫМСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

*А.В. Вареник, С.А. Боброва, В.Ю. Еркушов,
Е.В. Катунина, Ю.А. Мальченко, О.А. Переверзев*

Севастопольское отделение Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова

В работе приводятся данные исследования содержания неорганических форм азота, общего и неорганического фосфора, кремния, АСПАВ и величины рН в атмосферных осадках, отобранных в 2015 г. в г. Севастополе. По результатам непрерывного гранулометрического мониторинга состава аэрозолей в атмосферном воздухе выполнены оценки качества атмосферного воздуха, нормирующие содержание (массовую концентрацию) ультрадисперсных аэрозолей размерных групп < 2.5 и < 10 мкм (PM_{2.5} и PM₁₀).

Введение

Одним из основных направлений социально-экономического развития Крыма является курортно-рекреационное. Поэтому проблема контроля поступления различных веществ в прибрежные акватории и охраны этих акваторий весьма актуальна.

Атмосфера является существенным источником поступления биогенных и загрязняющих веществ в морскую среду. Различные соединения выбрасываются в атмосферу в результате деятельности человека и природных процессов, затем выводятся из нее с влажными осадками и сухими выпадениями, попадая в водосбор или собственно в море [1]. Таким образом, атмосферные осадки могут способствовать возникновению эвтрофикации, а также повышенному уровню загрязнения фотического слоя.

Методы и материалы

Пробы атмосферных осадков в г. Севастополь отбирались сотрудниками Морской гидрометеорологической станции (МГС) Севастополь, расположенной на Павловском мысе. Для изучения вклада сухих выпадений в общий бюджет биогенных веществ в атмосферных осадках на МГ «Севастополь» было установлено два осадкосборника – закрытый (открывался только во время выпадения осадков) и открытый.

При выполнении работ по мониторингу гранулометрического состава аэрозолей на базе СО ГОИН был организован пункт непрерывного измерения размерного спектра аэрозолей на фоновой точке, расположенной в здании СО ГОИН'а, на высоте 105 м над уровнем моря.

Результаты и обсуждение

Содержание биогенных и загрязняющих веществ в осадках. Всего за 2015 год было проанализировано 75 проб на содержание общего и неорганического фосфора, 104 – на содержание неорганических форм азота, 123 и 113 проб на СПАВ и величину pH (Рис. 1).

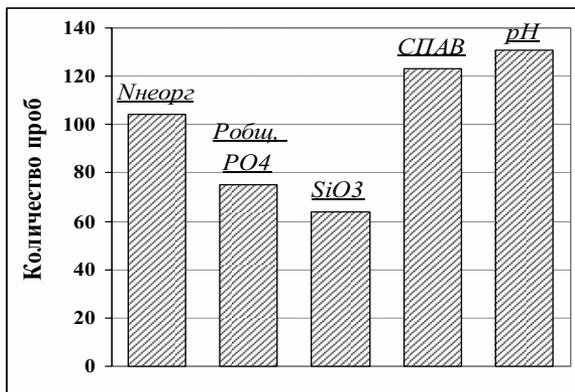
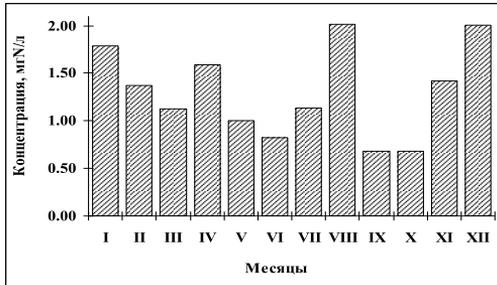


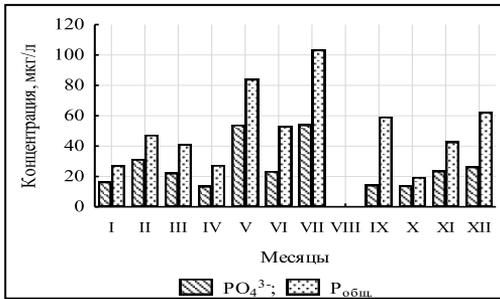
Рис. 1. Количество проб атмосферных осадков, проанализированных в 2015 г.

В сезонном ходе наблюдается небольшое увеличение концентрации неорганического азота в пробах, отобранных в холодное время года (Рис. 2а). При этом выделяются два пика весенней и летней концентрации в апреле и августе. При анализе данных было выявлено, что эти пики обусловлены одновременно высокими значениями концентрации азота и большим количеством выпавших осадков. Средневзвешенная концентрация неорганического азота в атмосферных осадках в 2015 г. составила 1,3 мгN/л.

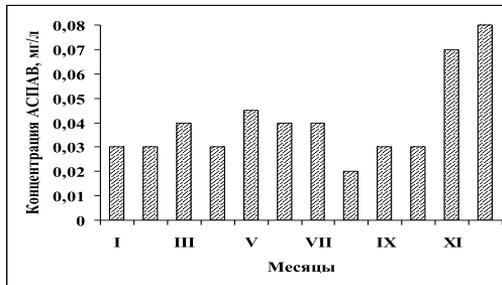
а)



б)



в)



г)

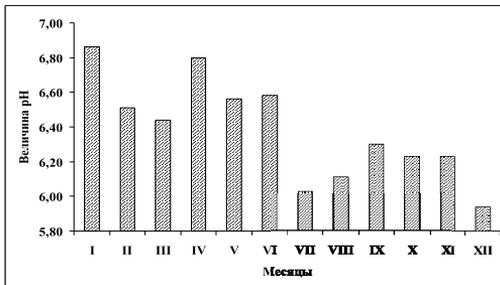


Рис. 2. Внутригодовое изменение концентраций исследуемых элементов и величины pH в атмосферных осадках.

Наиболее высокие концентрации фосфора наблюдались в июле, а также в мае и сентябре (Рис. 2б). Данная особенность внутригодового распределения связана с особенностями миграции элемента в биосфере, связанной, в большей мере, с поступлением минеральных форм фосфора с пылевыми частицами, образующимися при эрозии почвы и горных пород. Характерным является и снижение доли минерального фосфора в пробах осадков, выпадавших в июне, июле и сентябре 2015 г. Отмеченная особенность связана с повышением температуры окружающего воздуха и увеличением в нем пылевых частиц биологического происхождения. Средние за год значения концентрации форм фосфора составили 26 и 45 мкг/л для неорганического и общего фосфора соответственно.

В большинстве отобранных проб осадков были выявлены анионные детергенты. Максимальная величина АСПАВ (не учитывавшаяся при построении внутригодового распределения) составила 4540 мкг/л и была определена в пробе за 7 мая 2015 г. В течение всего года их содержание было достаточно равномерным (Рис. 2в). Однако в ноябре-декабре наблюдались повышенные концентрации загрязнителя в осадках (более 100 мкг/л). Выпадению осадков с максимальными концентрациями АСПАВ предшествовали ветра южного и юго-западного направлений.

Величина рН атмосферных осадков изменялась в диапазоне 4,26–8,50 ед. рН. Внутригодовое изменение характеризуется постепенным снижением величины рН к концу года (Рис. 2г). Вероятно, это связано с увеличением кислотообразующих элементов в ноябре-декабре 2015 г. за счет повышенного сжигания топлива в котельных города и работы генераторов.

В 2015 г. суммарный поток неорганического азота с атмосферными осадками в Севастополе составил 370 мг/м². Процентное соотношение NH₄:NO₃:NO₂ в пробах атмосферных осадков составило 45:53:2. Такое низкое содержание нитритов, по-видимому, объясняется тем, что они являются промежуточным продуктом окисления аммония до нитратов. Эти результаты хорошо соответствуют имеющимся данным о соотношении форм азота в пробах атмосферных осадках [2–5]. В результате проведенного исследования выяснилось также, что поток неорганического азота с атмосферными осадками, отобранными в постоянно открытый осадкосборник, превышал поток с осадками, отобранными только во время дождя, в среднем в 1,2 раза.

Суммарный поток неорганического и общего фосфора на территорию г. Севастополь в 2015 г. составил 6,5 и 10 мг/м², соответственно, что приблизительно на 1/3 выше суммарного потока элемента, наблюдавшегося в сопоставимый период 2014 г. Различия, вероятно, имеют статистически

незначимый характер и указывают на необходимость изучения более долгопериодических характеристик распределения потока и концентраций элемента, нежели используемые внутригодовые.

Суммарный годовой поток анионных детергентов с атмосферными осадками в г. Севастополь составил 7 мг/м^2 .

Зависимость содержания элементов от условий формирования осадков. Содержание загрязняющих и биогенных веществ в атмосферных осадках может напрямую зависеть от метеоусловий, при которых эти осадки выпадали. В ходе работы был проведен анализ зависимостей содержания определяемых веществ в осадках от метеопараметров.

Для Севастополя можно выделить несколько приоритетных направлений поступления фосфора в атмосферный воздух, осадки и подстилающие поверхности (Рис. 3а, б). Главными являются ветры северных и восточных румбов, а также ветры южного направления. Такое распределение главных направлений переноса свидетельствует о доминирующей роли терригенной компоненты в поступлении всех форм фосфора в атмосферу, с которыми поступает более 95 % фосфора. На долю ветров западного направления приходится менее 5 % суммарного потока, что свидетельствует о незначимости вклада аэрозолей, генерируемых морской поверхностью в миграции форм фосфора и загрязнении атмосферных осадков.

Приоритетными направлениями ветра, приносящими осадки с максимальным содержанием неорганического азота в них, являлись ветры северных направлений, а также восточный и юго-западный, что представлено на Рис. 3в).

Как и для других элементов можно выделить несколько приоритетных направлений поступления кремния в атмосферный воздух, осадки и на подстилающие поверхности (Рис. 3г). Главными являются ветры северных румбов, а также ветры южного и восточного направления. Все приоритетные направления связаны с доминированием терригенного источника поступления аэрозолей силикатов, что подтверждает тезис о приоритете этого источника в поступлении кремния в атмосферные осадки и аэрозоли.

Приоритетными направлениями ветра, приносящими осадки с повышенным содержанием АСПАВ в них, были ветры северных румбов, а также южный ветер (Рис. 3д). Это может свидетельствовать о влиянии на загрязнение атмосферных осадков в разные годы как континентальных, так и морских источников загрязнения.

Корреляционный анализ связи относительных и абсолютных величин потока форм фосфора не позволяет выявить их устойчивых корреляционных связей с метеорологическими факторами (температурой, давлением, скоростью ветра, количеством осадков). Максимальное значение коэффи-

коэффициента корреляции не превышает величины 0,3, что свидетельствует о метеонезависимости потоков фосфора (за исключением направления ветра). Этот вывод хорошо согласуется с ранее выдвинутой тезисом о поступлении фосфора в осадки с терригенным материалом и биологическими объектами.

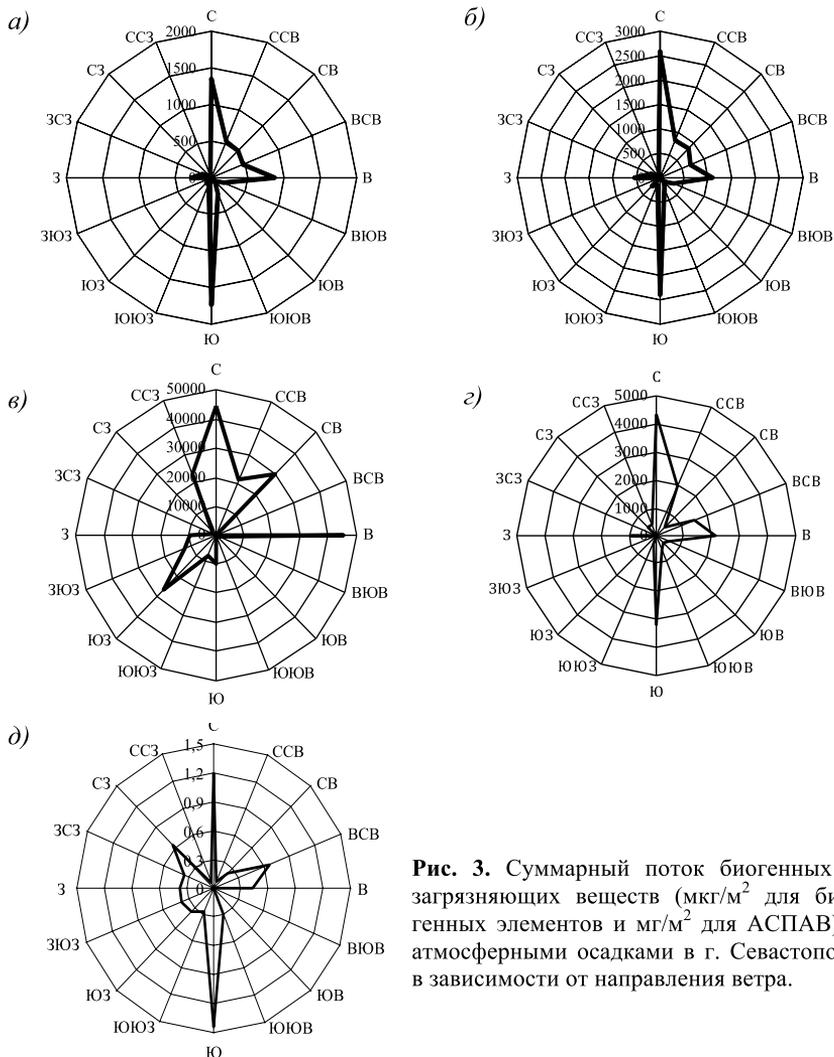


Рис. 3. Суммарный поток биогенных и загрязняющих веществ ($\text{мкг}/\text{м}^2$ для биогенных элементов и $\text{мг}/\text{м}^2$ для АСПАВ) с атмосферными осадками в г. Севастополе в зависимости от направления ветра.

Таблица 1.

Предельно допустимые концентрации (ПДК) и иные критерии допустимого содержания взвешенных веществ (TSP), PM10, PM2,5 в атмосферном воздухе в РФ, США, ЕС и по рекомендациям ВОЗ

Вещество	Время осреднения	Россия, мг/м ³	ВОЗ, мг/м ³	США, мг/м ³	ЕС, мг/м ³
Взвешенные вещества (TSP)	MP*	0,50	—	—	—
	24 ч.	0,15	—	0,26	—
	1 год	—	—	0,075	—
Взвешенные частицы PM10	MP	0,3	—	—	—
	24 ч.	0,060	0,050	0,150	0,050
	1 год	0,040	0,020	—	0,040
Взвешенные частицы PM2,5	MP	0,16	—	—	—
	24 ч.	0,035	0,025	0,035	—
	1 год	0,025	0,010	0,015	0,025
Ссылка на нормативный документ		[6,7]	[8]	[9]	[10]

*Примечания: * – максимальная разовая концентрация (20 мин).*

При анализе зависимости изменения концентрации неорганического азота в осадках от метеоусловий, при которых эти осадки выпадали, было выявлено, что при росте количества выпавших осадков концентрация азота в пробах уменьшалась, что объясняется эффектом разбавления проб. Наблюдается максимум концентрации при скоростях ветра 7–8 м/с и увеличение концентрации при небольшой скорости ветра (0–1 м/с).

Значимых коэффициентов корреляции между метеопараметрами и концентрацией кремния в атмосферных осадках г. Севастополя в наблюдаемый период не обнаружилось.

Мониторинг гранулометрического состава аэрозолей. По результатам непрерывного мониторинга гранулометрического состава аэрозолей выполнены оценки качества атмосферного воздуха, нормирующие содержание (массовую концентрацию) ультрадисперсных аэрозолей размерных групп < 2.5 и < 10 мкм (PM2.5 и PM10). Аналогичные показатели нормируются в странах ЕС и США, а также ВОЗ [6-10]. Предельно допустимые концентрации различных групп аэрозолей, установленные в РФ, а также регламентируемые международными нормативами, представлены в Таблице 1.

За отчетный период было проведено свыше 120 тыс. измерений. Графики динамики PM_{2,5} и PM₁₀ по результатам измерений 2015 г. представлены на Рис. 4. Колебания показателей гранулометрического состава содержали только короткопериодную (суточную) компоненту, появление которой связано с суточным ходом температуры и перестройкой состава аэрозолей в зависимости от положения Солнца.

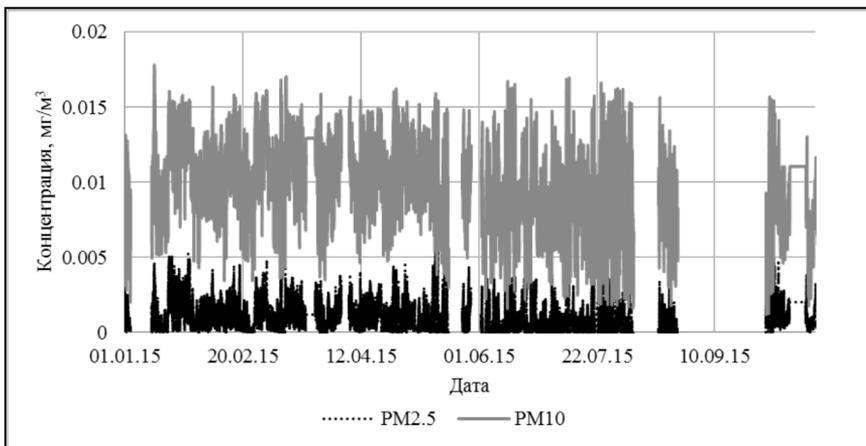


Рис. 4. Диаграмма величин показателя PM_{2,5} и PM₁₀ на фоновой точке мониторинга в г. Севастополе в 2015 г.

Ни в одном из результатов измерений превышения величины ПДК (ГН 2.1.6.1338-03) максимальной разовой концентрации показателя величин PM_{2,5} и PM₁₀ (0,16 и 0,3 мг/м³) отмечено не было. Также не наблюдалось превышения величин среднесуточных значений показателей (0,035 и 0,060 мг/м³ соответственно).

Наиболее высокие значения PM_{2,5} и PM₁₀ наблюдаются при ветрах северного и северо-северо-восточного направлений, а также при ветрах юго-восточных румбов (Рис. 5).

Учитывая рельеф местности, отмеченные направления соответствуют наиболее высокой повторяемости ветра и перемещению воздушных масс над поверхностью суши.

Близкий к описанному характер распределения имеет и величина счетной концентрации аэрозолей (Рис. 6).

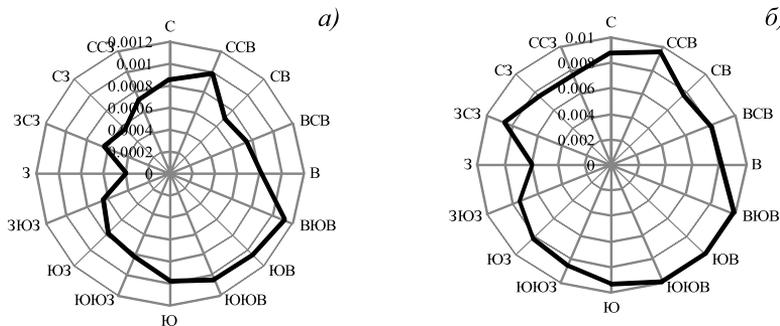


Рис. 5. Средние значения показателя PM_{2,5} (а) и PM₁₀ (б) при различных направлениях ветра.

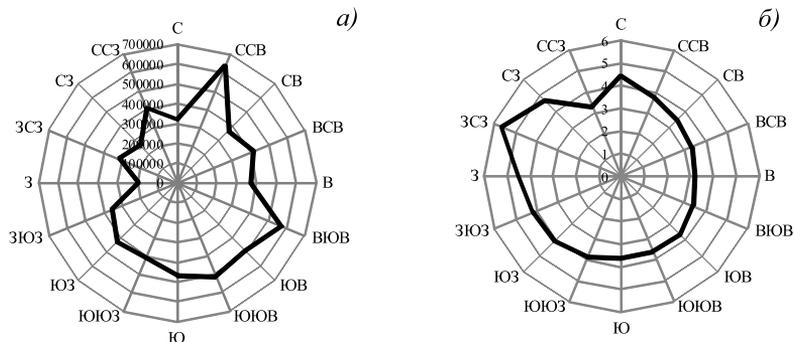


Рис. 6. Средние значения счетной концентрации (част/м³) (а) и среднего диаметра аэрозолей (мкм), (б) при различных направлениях ветра.

Максимальные значения наблюдаются при ветрах северо-северо-восточного и юго-восточного направлений. Поступление аэрозолей, генерируемых морской поверхностью, в атмосферу прибрежных территорий определяет бальнеологическую привлекательность этих территорий. Генерация и поступление аэрозолей протекает при западных ветрах, что определяет увеличение среднего диаметра аэрозолей до 6 мкм. При других направлениях ветра величина среднего диаметра аэрозолей не превышает 4–5 мкм.

Анализ показателей суммарной бета-активности атмосферных выпадений

Верхние слои атмосферы (стратосфера) содержат более высокие концентрации бета-активных естественных и техногенных радионуклидов, чем ее нижние слои (тропосфера), так как некоторые бета-активные радионуклиды имеют исключительно космогенное происхождение. Повышенное содержание указанных радионуклидов в приземном воздухе классифицируется как загрязнение. На сети радиационного мониторинга в оперативном режиме отслеживаются колебания потоков суммарной бета-активности атмосферных выпадений и аэрозолей для выявления многократного превышения фоновых концентраций как следствия проникновения стратосферных воздушных масс в приземные слои атмосферы.

Подготовлены базы усредненных значений метеопараметров за март 2009 г. – март 2014 г. в Керчи, Феодосии, пгт Черноморское за двое суток, синхронных отбору проб атмосферных выпадений, в которых были измерены концентрации бета-активных радионуклидов. Для Севастополя также подготовлена база трехсуточного усреднения для последующего выявления региональных особенностей поступления радионуклидов из атмосферы, в том числе и от антропогенных источников.

Проведен анализ показателей суммарной бета-активности атмосферных выпадений в Керчи, Феодосии, Черноморском и Севастополе в марте 2009 г. – феврале 2014 г.

В Керчи двухсуточные потоки бета-активных радионуклидов немонотонно изменялись в диапазоне 0,9–7,6 Бк/м². Значения ежемесячных потоков колебались в пределах от 29,3 (август 2012 г. и январь 2013 г.) до 58,2 Бк/м²·месяц (август 2010 г.). Годовые потоки изменялись в диапазоне 421,4–520,0 Бк/м². Максимальный суммарный годовой поток за период наблюдений был зафиксирован в 2010 г. (520,0 Бк/м²·год), а минимальный – в 2012 г. (421,4 Бк/м²·год). Общее значение суммарной бета-радиоактивности для всей площади Керчи за пятилетний период составило $25,2 \cdot 10^{10}$ Бк.

В Феодосии двухсуточные потоки бета-активных радионуклидов немонотонно изменялись в диапазоне 0–7,5 Бк/м². Значения ежемесячных потоков колебались в пределах от 31,7 (апрель 2013 г.) до 55,1 Бк/м²·месяц (август 2013 г.). Годовые потоки изменялись в диапазоне 459,2–553,2 Бк/м². Максимальный суммарный годовой поток за период наблюдений был зафиксирован в 2009 г. (553,2 Бк/м²·год), а минимальный – в 2012 г. (459,2 Бк/м²·год). Общее значение суммарной бета-радиоактивности для всей площади Феодосии за пятилетний период составило $91,2 \cdot 10^9$ Бк.

В Черноморском двухсуточные потоки бета-активных радионуклидов немонотонно изменялись в диапазоне 0–9,9 Бк/м². Значения ежемесячных потоков колебались в пределах от 29,2 (август 2012 г.) до 73,1 Бк/м²·месяц (август 2009 г.). Годовые потоки изменялись в диапазоне 416,7–591,5 Бк/м². Максимальный суммарный годовой поток за период наблюдений был зафиксирован в 2009 г. (591,5 Бк/м²·год), а минимальный – в 2012 г. (416,7 Бк/м²·год). Общее значение суммарной бета-радиоактивности для всей площади Черноморского за пятилетний период составило $30,6 \cdot 10^{10}$ Бк.

Для Севастополя двухсуточные потоки бета-активных радионуклидов немонотонно изменялись в диапазоне 0–8,6 Бк/м². Значения суммарных ежемесячных потоков колебались в пределах от 34,3 (февраль 2013 г.) до 60,0 Бк/м²·месяц (июнь 2010 г.). Годовые потоки изменялись в диапазоне 447,2 – 538,5 Бк/м². Максимальный суммарный годовой поток за период наблюдений был зафиксирован в 2010 г. (538,5 Бк/м²·год), а минимальный – в 2009 г. (447,2 Бк/м²·год).

Заключение

В результате организованного мониторинга химического состава атмосферных осадков в районе г. Севастополь было изучено поступление биогенных и загрязняющих веществ, а также изменение величины рН осадков.

В сезонном ходе наблюдается небольшое увеличение концентрации неорганического азота в пробах, отобранных в холодное время года. Наиболее высокие концентрации фосфора наблюдались в июле, мае и сентябре. Максимальный поток детергентов из атмосферы с осадками наблюдался в ноябре-декабре 2015 г.

Изучен характер зависимости содержания биогенных и загрязняющих веществ в атмосферных осадках от условий их формирования. Можно выделить несколько приоритетных направлений поступления биогенных элементов и СПАВ: для фосфора это ветры северных и восточных румбов, а также ветры южного направления; для неорганического азота – ветры северных направлений, а также восточный и юго-западный; для кремния главными являются ветры северных румбов, а также ветры южного и восточного направления. Приоритетными направлениями ветра, приносящими осадки с повышенным содержанием АСПАВ, были ветры северных румбов, а также южный ветер.

Мониторинг гранулометрического состава аэрозолей в г. Севастополе показал, что ни в одном из результатов измерений превышения величины ПДК (ГН 2.1.6.1338-03) максимальной разовой концентрации показателя величин РМ_{2,5} и РМ₁₀ (0,16 и 0,3 мг/м³) отмечено не было.

REGIONAL CHARACTERISTICS OF NUTRIENTS, POLLUTANTS AND RADIONUCLIDES DEPOSITION WITH ATMOSPHERIC PRECIPITATIONS AND AEROSOLS IN SEVASTOPOL AND CRIMEAN REGION

Varenik A.V., Bobrova S.A., Katunina E.V.,
Malchenko Yu.A., Pereverzev O.A.

In the following paper, results of research are presented on the concentrations of inorganic forms of nitrogen, total and inorganic phosphorus, silicon, detergents and pH values in atmospheric precipitation collected in Sevastopol in 2015. The air quality assessment, based on the normalized content (mass concentration) of ultrafine aerosols with particle sizes of < 2.5 and < 10 microns (PM_{2.5} and PM₁₀), has been performed via continuous monitoring of the composition of the aerosol's particle size distribution in the atmosphere.

Литература

1. The 16th Baltic Sea Parliamentary Conference Berlin, Germany, 27-28 August 2007. / <http://www.bspsc.net/page/show/26>.
2. Guerzoni S, Chester R, Dulac F, Herut B, Loÿe-Pilot MD, et al. (1999) The role of atmospheric deposition in the biogeochemistry of the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 44: 147–190. doi: 10.1016/s0079-6611(99)00024-5.
3. Jickells, T. 1995. Atmospheric inputs of metals and nutrients to the oceans: Their magnitude and effects. *Mar. Chem.* 48: 199–214.
4. Koçak, M., Kubilay, N., Tuğrul, S., and Mihalopoulos, N.: Atmospheric nutrient inputs to the northern levantine basin from a long-term observation: sources and comparison with riverine inputs, *Biogeosciences*, 7, 4037-4050, doi:10.5194/bg-7-4037-2010, 2010.
5. Medinets, S., Medinets, V., 2012. Investigations of atmospheric wet and dry nutrient deposition to marine surface in western part of the Black Sea. *Turk. J. Fish. Aquat. Sci.* 12, 497-505.
6. Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест. Гигиенические нормативы ГН 2.1.6.1338-03, Минздрав России, Москва, 2003 г.
7. Дополнение № 8 к ГН 2.1.6.1338-03 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест». Гигиенические нормативы ГН 2.1.6.2604-10, Минздрав России, Москва, 2010 г.

8. WHO Air quality guidelines for particulate matter, ozone, nitrogen dioxide and sulfur dioxide – Global update 2005. Summary of risk assessment. (WHO/SDE/PHE/OEH/06.02) – WHO, 2006, 22 p.
9. National Ambient Air Quality Standards for Particulate Matter; Final Rule. Federal Register. Vol. 71, No. 200, October 17, 2006 /Rules and Regulations ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY.
10. Директива № 2008/50/ЕС Европейского Парламента и Совета о качестве атмосферного воздуха и мерах его очистки. Европейский союз. Страсбург, 21 мая 2008 года.

СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ЧЕРНОМ И АЗОВСКОМ МОРЯХ

Дьяков Н.Н., Липченко А.Е., Рябинин А.И.

Севастопольское отделение Государственного
океанографического института им. Н.Н. Зубова

На основе материалов многолетних наблюдений, на береговой сети станций Гидрометслужбы и морских экспедиций исследованы современные гидрометеорологические условия шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна. Определены основные статистические показатели, выявлены тенденции многолетних изменений гидрометеорологических характеристик Азовского и Черного морей в условиях современного глобального потепления на вековых и десятилетних масштабах. Выполнены расчеты и исследована многолетняя изменчивость составляющих водного баланса морей, включая водообмен через Керченский пролив.

Введение

В настоящее время в территориальных водах южных морей России возрастает хозяйственная деятельность, связанная с развитием прибрежной инфраструктуры и транспортных потоков энергетических ресурсов, освоением газовых месторождений на шельфе морей, строительством транспортного перехода через Керченский пролив. Интенсивное хозяйственное освоение шельфовой зоны морей требует достоверного знания средних и экстремальных величин, пространственной и временной изменчивости метеорологических и гидрологических показателей состояния морской среды, которые зависят от внешних природных факторов и антропогенных воздействий [4].

Представляет особый интерес на основе обобщения всей совокупности материалов регулярных и специализированных гидрометеорологических наблюдений, выполняемых на береговых станциях и экспедиционных судах, определить основные региональные особенности глобальных климатических изменений, отмечающихся в гидрометеорологических показателях и компонентах водного баланса Азово-Черноморского бассейна как за весь многолетний период наблюдений, так и за последние десятилетия после климатического сдвига 1976/77 гг.

Использованные материалы и методика

В качестве информационной основы исследования использован банк данных береговых гидрометеорологических наблюдений Азовского и Черного морей Севастопольского отделения ФГБУ «ГОИН», который содержит информацию, полученную на основе комплекса регулярных гидрометеорологических исследований на 55 морских и устьевых гидрометеорологических станциях (МГ) и постах (МГП), расположенных на побережье России, Украины, Абхазии и Грузии. Банк данных включает срочные наблюдения (с дискретностью по времени 6 часов) за уровнем моря, температурой воздуха и воды, ледовыми условиями, соленостью воды, ветром и ветровым волнением, облачностью, атмосферным давлением и осадками, абсолютной влажностью воздуха, а также данные среднесуточных и среднемесячных характеристик.

Наблюдения в прибрежных пунктах, в зависимости от измеряемого элемента, имеют различный временной диапазон и дискретность. Наиболее продолжительные ряды наблюдений – за температурой воздуха в пунктах Керчь (с 1873 г.), Феодосия и Таганрог (с 1881 г.), Севастополь (с 1882 г.).

Для анализа гидрометеорологических условий открытых районов морей использовался массив экспедиционных и рейдовых наблюдений (за температурой и соленостью воды, гидрохимическими характеристиками), который сформирован преимущественно на основе архивных данных Севастопольского отделения. В настоящее время он включает около 200 тыс. станций, выполненных за период 1910–2014 гг. На Азовское море и Керченский пролив приходится 76 тыс. гидрологических станций, остальные станции выполнены на акватории Черного моря, Рис. 1.

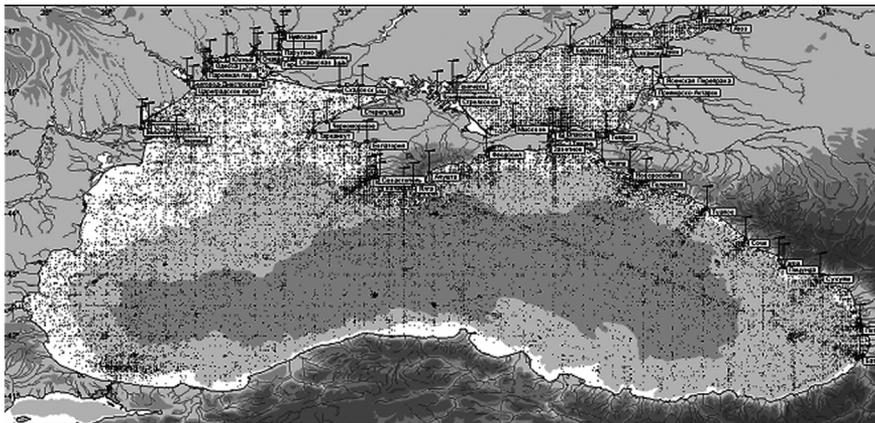


Рис. 1. Схема размещения гидрометеорологических постов и расположение гидрологических станций, выполненных в Азовском и Черном морях в 1910–2014 гг.

В банке данных содержится 34150 срочных судовых метеорологических наблюдений, проведенных в Черном (15166 наблюдений) и Азовском (18984) морях судами Гидрометеорологической и Гидрографической служб во время выполнения экспедиционных и рейдовых работ в период 1921–2014 гг.

Используемый в настоящей работе массив данных СО ГОИН включает в себя ежемесячные и ежедекадные наблюдения за обменом воды и веществом между Азовским и Черным морями через северную узость Керченского пролива (порт Крым – порт Кавказ) за период 1975–2014 гг. (всего выполнено 604 измерения расхода). Полученные нами данные по интенсивности и особенностям водообмена между морями через пролив были сопоставлены с определениями расходов воды, выполненных Альтманом в 1965–1974 гг. [1, 5]

Банк данных содержит гидрологическую и гидрохимическую информацию о состоянии залива Сиваш, а также данные наблюдений за водо- и солеобменом между Азовским морем и заливом Сиваш через пролив Генический (Тонкий) за 1939–2008 гг. (~5,5 тыс. расходов).

Информационной основой для исследования ледового покрова в прибрежной зоне Азовского и Черного морей является сформированный в Севастопольском отделении массив данных регулярных наблюдений за ледовым покровом на 24-х морских гидрометеостанциях и постах, равномерно расположенных вдоль всего Азовского и северного побережья Черного морей (включая Керченский пролив). Длительность содержащихся в базе рядов ледовых наблюдений составляет от 65 ледовых сезонов на МГП Приморское до 110 в Геническе. На основе собранной информации были получены статистические характеристики ледовых условий прибрежной зоны Азово-Черноморского бассейна за различные периоды. Климатические оценки изменения ледовых характеристик на прибрежных пунктах были получены путем расчетов и сравнения линейных трендов по синхронным рядам наиболее продолжительных наблюдений. Для оценки ледового режима открытых районов Азовского и северо-западной части Черного (СЗЧ) морей был создан массив ледовых авиационных наблюдений, выполненных Керченским авиаотрядом в 1947–1991 гг. Были отобраны и оцифрованы наиболее информативные ледовые авиаразведки. Всего было использовано 92 карты ледовых авиаразведок для СЗЧ и 372 карты для Азовского моря и Керченского пролива. Информация ледовых разведок дополнена массивом геокодированных изображений ледовой обстановки с искусственных спутников Земли, обработанных ГУ НИЦ «Планета» (130 карт-схем ледовой обстановки в Азово-Черноморском бассейне за 1997 – 2015 гг.). В результате обработки данных съемок была рассчитана ледовитость Азовского моря и Керченского пролива за 1947–2013 гг.

Расчет водного баланса Азовского моря выполнялся по методике [6], согласно которой уравнение баланса может быть записано в следующем виде:

$$F + Q_{bs} - Q_{as} + Q_c - Q_c' = \Delta B_{as}, \quad (1)$$

$$F = Q_p + Q_{oc} - Q_{uc}, \quad (2)$$

где ΔB_{as} – изменение объема (уровня) Азовского моря, $Q_{bs} - Q_{as}$ – водообмен через Керченский пролив (Q_{as} – азовская составляющая, Q_{bs} – черноморская), $Q_c - Q_c'$ – водообмен с заливом Сиваш через пролив Генический, F – бюджет пресных вод (Q_p, Q_{oc}, Q_{uc} соответственно сток рек, осадки и испарение с поверхности моря).

Уравнение водного баланса Черного моря по [5] можно представить в таком виде:

$$F - Q_{bs} + Q_{as} + Q_B^H - Q_B^G = \Delta B_{bl}, \quad (3)$$

где ΔB_{bl} – изменение объема (уровня) Черного моря, $Q_B^H - Q_B^G$ – водообмен через пролив Босфор (Q_B^H – приток вод с нижним течением, Q_B^G – сток вод с верхним течением).

Результаты и обсуждение

Анализ временных рядов среднегодовой *температуры воздуха* по всем прибрежным станциям за многолетний период выявил значимые линейные тренды к повышению температуры, Табл. 1, Рис. 2а. На большей части станций побережья Черного и Азовского морей с продолжительностью наблюдений 120–130 лет повышение температуры воздуха составило 0,7–1,7°C, что несколько превышает глобальную оценку величины повышения температуры воздуха за период с 1860 г., составляющую $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$ [15].

Сезонные многолетние тенденции изменений температуры воздуха также значимы и показывают, что на вековом масштабе наиболее интенсивное потепление происходит в зимний сезон, весной и летом, а в осенний сезон (за исключением ноября) температура воздуха понижается, или тренд отсутствует. За современный период (1978–2013 гг.) оценки тенденций сезонных изменений температурного режима значимы во все сезоны года и превышают многолетние в 3–7 раз. При этом максимальное потепление отмечается в весенний, летний, осенний сезоны, Рис. 2б.

Таблица 1.

Угловые коэффициенты линейных трендов (°C/100 лет) годовых и сезонных значений температуры воздуха на побережье Черного и Азовского морей за многолетний период.

Сезон	Одесса 1894–2013	Севастополь 1882–2013	Феодосия 1881–2013	Керчь 1873–2013	Геническ 1911–2013	Таганрог 1882–2013
Год	1,3	0,8	0,7	1,7	1,2	1,1
Зима	1,6	0,9	1,1	1,9	1,8	2,0
Весна	1,4	1,0	0,8	1,7	1,9	1,6
Лето	1,1	1,1	0,8	1,8	1,3	0,4
Осень	0,8	0,2	0,1	0,9	0,0	0,7

Примечание: жирным шрифтом выделены тренды, значимые на 95% уровне.

Вековые изменения *температуры воды* в прибрежной зоне Черного моря (от устья Дуная до Северного Кавказа (Анапа, Новороссийск)) и Азовского побережья имеют положительную тенденцию (0,4–1,2°C/100 лет), Табл. 2, Рис. 3. Основным фактором в климатических изменениях температуры воды прибрежной зоны в Азовском и Черном морях является повышение температуры воздуха. При этом, общая тенденция и фазы межгодовых колебаний средней температуры поверхности моря неплохо согласуются с данными береговых наблюдений, за исключением юго-восточной части Кавказского побережья Черного моря, где тренды годовых, сезонных и месячных рядов незначимы или отрицательны [5].

Таблица 2.

Угловые коэффициенты линейных трендов (°C/100 лет) годовых и сезонных значений температуры воды на побережье Черного и Азовского морей за многолетний период

Сезон	Одесса 1914–2013	Севастополь 1912–2013	Ялта 1900–2013	Феодосия 1923–2013	Анапа 1917–2006	Таганрог 1924–2013
Год	0,9	0,7	1,1	1,2	0,4	0,9
Зима	1,6	0,6	0,4	1,8	0,9	0,7
Весна	0,6	0,5	0,7	1,1	0,7	1,6
Лето	0,7	1,3	2,0	1,7	0,8	0,6
Осень	0,5	0,5	1,1	0,4	0,4	0,8

Примечание: жирным шрифтом выделены тренды, значимые на 95 % уровне.

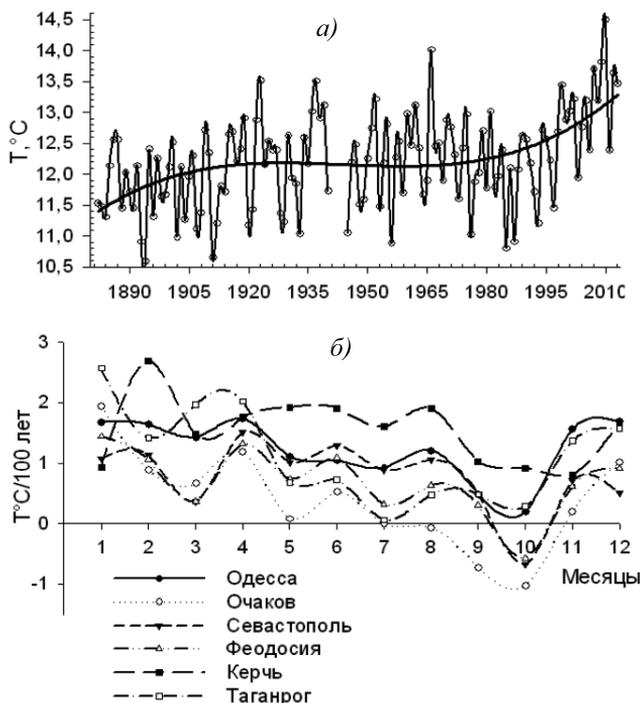


Рис. 2. Многолетний ход среднегодовых значений температуры воздуха в Севастополе (а) и линейные тренды ($^{\circ}\text{C}/100$ лет) среднемесячных температур воздуха по данным наблюдений на побережье Черного и Азовского морей за многолетний период (б).

Ледовые условия. Потепление в зимний сезон, связанное с глобальными климатическими изменениями, привело к существенному смягчению ледовых условий Азово-Черноморского региона. Следует отметить, что в Азово-Черноморском бассейне образование льда регулярно происходит в Азовском море и северных областях Черного моря – в северо-западной части (СЗЧ), Керченском проливе и Прикерченском шельфе [4, 5]. Общей характерной особенностью ледового режима Азовского и Черного морей является связь их ледовитости (площади моря занятой льдом с учетом его густоты) с суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха над морем за ледовый сезон. Коэффициент корреляции составляет величину 0,92 для СЗЧ [5, 9] и 0,76 – для Азовского моря. Такие зависимости объясняются малой площадью ледообразования и достаточно однородными термическими условиями Азово-Черноморского региона. В связи с этим зимы

на Азовском и Черном морях принято подразделять [11, 13], на три типа: мягкие – сумма отрицательных среднесуточных температур до -200°C , умеренные – в пределах от -200°C до -400°C и суровые (от -400°C). Сумма градусо-дней мороза для СЗЧ, акватории Азовского моря и Керченского пролива за период 1924–2013 гг. имеет тенденцию к уменьшению, Рис. 4. Значимые на 99 %-ном уровне отрицательные тренды суммы градусо-дней мороза составили для СЗЧ ($-3,4^{\circ}\text{C}/10$ лет), для Азовского моря и Керченского пролива ($-3,8^{\circ}\text{C}/10$ лет).

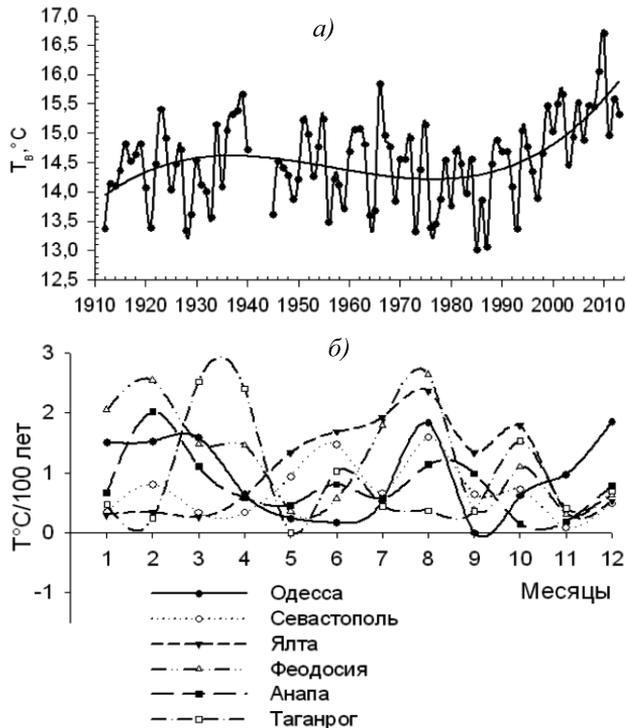


Рис. 3. Многолетний ход среднегодовых значений температуры воды в Севастополе (а) и линейные тренды ($^{\circ}\text{C}/100$ лет) среднемесячных температур воды по данным наблюдений на побережье Черного и Азовского морей за многолетний период (б).

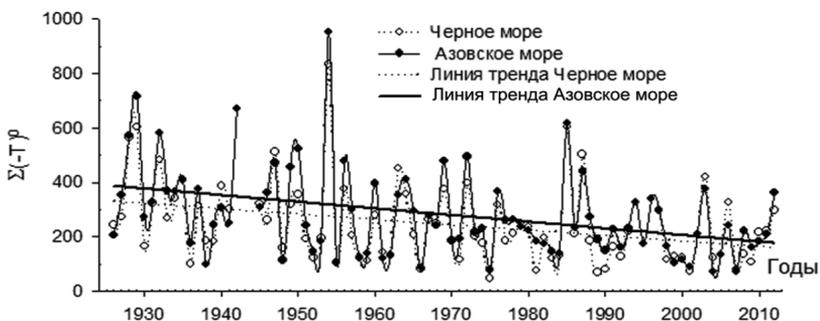


Рис. 4. Многолетняя изменчивость суммы отрицательных температур воздуха в Черном и Азовском морях

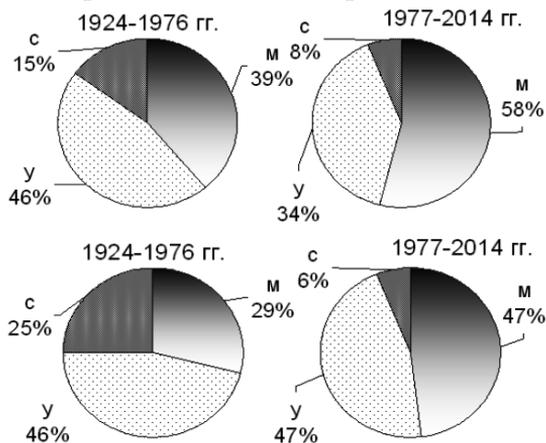
Повторяемость суровых зим в СЗЧ за период с ледового сезона 1925/26 гг. по сезон 1976/77 гг. составила 15 %, умеренных – 46 % и мягких – 39 % (Рис. 5а). За последние десятилетия (с ледового сезона 1977/78 по 2013/14 гг.), после климатического сдвига 1976/77 гг., повторяемость мягких зим заметно увеличилась (до 58 %), при уменьшении повторяемости суровых (до 8 %) и умеренных (до 34 %) зим [9]. Схожие изменения характерны для Азовского моря и Керченского пролива, где за период 1977–2014 гг., по сравнению с 1924–1976 гг., повторяемость суровых зим уменьшилась в 4 раза (с 25 до 6 %), а мягкие зимы стали наблюдаться почти в 1,6 раза чаще (повторяемость таких зим увеличилась с 29 до 47 %).

Среднемесячная ледовитость Азовского моря за период 1977–2012 гг. по сравнению с 1950–1976 гг. уменьшилась в январе – на 6,9 тыс. км², в феврале-марте соответственно на 1,7 тыс. км² и 2,3 тыс. км². Кроме ледовитости за 1977–2014 гг., по сравнению с периодом 1924–1976 гг., в Азовском море существенно сократилась площадь акватории, занятая припаем (от 9,6 тыс. км² в январе до 4,4–5,0 тыс. км² в феврале-марте), Рис. 5б.

На большинстве пунктов побережья Черного и Азовского морей за весь период ледовых наблюдений выявлены значимые отрицательные линейные тренды в количестве дней со льдом и продолжительности ледового периода, Табл. 3. Тенденция уменьшения числа дней со льдом за период 1925–2012 гг. в СЗЧ составила от -4,1 ... -4,7 суток/10 лет в Одессе, Очакове до -7,0 суток/10 лет в Хорлах. В Азовском море и Керченском проливе число дней со льдом сокращалось с величинами угловых коэффициентов трендов от -3,7 ... -4,5 суток/10 лет в Геническе, Керчи, Мариуполе до -5,4 ... -5,9 суток/10 лет в Бердянске и Мысовом. Продолжительность ледового сезона, по данным наблюдений на прибрежных гидрометеостанциях СЗЧ, за последние 80 лет она сокращалась с угловыми коэффициентами трендов

от -5,0 ... -5,4 суток/10 лет (Одесса, Очаков) до -8,6 суток/10 лет (Хорлы). На МГ Азовского моря и Керченского пролива величины тенденций сокращения ледового сезона составили от -3,2 ... -5,1 суток/10 лет для северного побережья моря (Геническ, Мариуполь, Бердянск) до -6,0 ... -6,7 суток/10 лет для южных районов Азовского моря (Мысовое) и Керченского пролива (МГП Керчь).

а) Северо-западная часть моря



б)

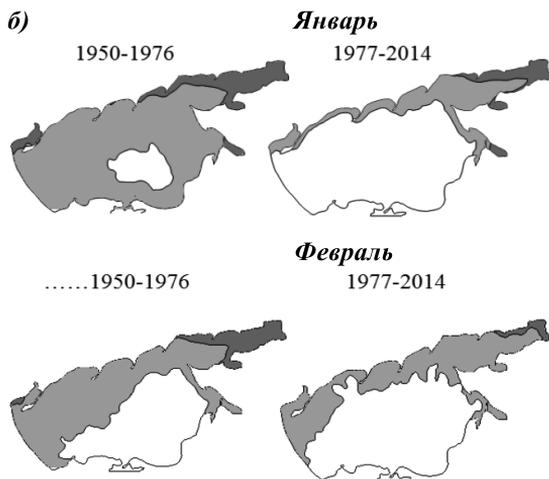


Рис. 5. Повторяемость различных типов зим (с – суровая, у – умеренная, м – мягкая зимы) по периодам в СЗЧ и Азово-Керченском бассейне (а) и распределение припая (черный цвет) и дрейфующего льда (серый цвет) в Азовском море за различные периоды (б).

Таблица 3.

Величины линейных трендов числа дней со льдом (сут/10 лет), продолжительности ледового сезона (сут/10 лет) и толщины льда (см/10 лет) на МГ Азово-Черноморского бассейна за 1925–2014 гг.

Характеристика	Одесса	Очаков	Хорлы	Керчь	Мысовое	Генический	Бердянск	Мариуполь
Число дней со льдом	-4,1	-4,7	-7,0	-4,5	-5,9	-3,7	-5,4	-4,5
Продолжительность ледового сезона	-5,0	-5,4	-8,6	-6,7	-6,0	-3,2	-5,1	-3,3
Толщина льда	*	*	*	-1,3	*	-0,9	-1,9	-3,7

*Примечание: жирным шрифтом отмечены оценки тренда, значимые на 95 % уровне, * – толщина льда измеряется нерегулярно.*

Результаты исследования статистических связей ледовых характеристик Азовского и Черноморского бассейнов с индексами атмосферной циркуляции, характеризующими изменчивость климатических процессов в Атлантико-Европейском регионе и, соответственно, погодные условия на Черном и Азовском морях в холодный период года приведены в Табл. 4. Наибольшие значимые положительные корреляции (0,30–0,50) характерны для всех основных ледовых показателей на всех пунктах Азово-Черноморского бассейна со Скандинавским колебанием (SCAND), характеризующим барический градиент между Скандинавским полуостровом и югом Европы, Рис. 6.

Всего совместное влияние Северо-Атлантического и Скандинавского колебания объясняет не менее 50–70 % изменчивости ледовых условий Азово-Черноморского бассейна [9]. При положительных значениях индекса SCAND происходит развитие блокирующих антициклонов над Скандинавским полуостровом, препятствующих западно-восточному переносу в тропосфере, и в Азово-Черноморский регион происходит заток холодных воздушных масс с Кольского полуострова и Баренцева моря [14]. В результате формируются отрицательные аномалии температуры воздуха, и, как следствие, увеличивается ледовитость Азово-Черноморского бассейна.

Таблица 4.

Коэффициенты корреляции между суммой среднесуточных температур воздуха СЗЧ ($\Sigma(-T_{Вл})^\circ$), Азовского моря и Керченского пролива ($\Sigma(-T_{Az})^\circ$), максимальной ледовитостью Азовского моря (IC_{Az} , тыс. км²), максимальной площадью Азовского моря занятой припаем (FI_{Az} , тыс. км²), числом дней со льдом (сут.), максимальной толщиной льда (см) на МГ Азово-Черноморского бассейна и зимними (с декабря по март) индексами атмосферной циркуляции за 1950–2014 гг.

Индексы (XII–III)	$\Sigma(-T_{Вл})^\circ$	$\Sigma(-T_{Az})^\circ$	IC_{Az}	FI_{Az}	Число дней со льдом				Толщина льда (см)	
					Одесса	Хорлы	Геничск	Мариуполь	Геничск	Мариуполь
NAO	-0,27	-0,19	-0,43	-0,24	-0,28	-0,30	-0,32	-0,33	-0,19	-0,27
EATL/WRUS	0,08	0,04	0,20	0,07	0,0	0,21	0,02	0,11	0,05	0,01
SCAND	0,22	0,27	0,49	0,33	0,30	0,37	0,50	0,43	0,50	0,59
EA	-0,18	-0,25	-0,42	-0,36	-0,14	-0,31	-0,13	-0,15	-0,22	-0,12

Примечание: NAO – индекс Северо-Атлантического колебания, EATL/WRUS – Евразийское колебание, SCAND – Скандинавское и EA – Северо-Атлантического колебания. Жирным шрифтом отмечены коэффициенты корреляции, значимые на 95 % уровне.

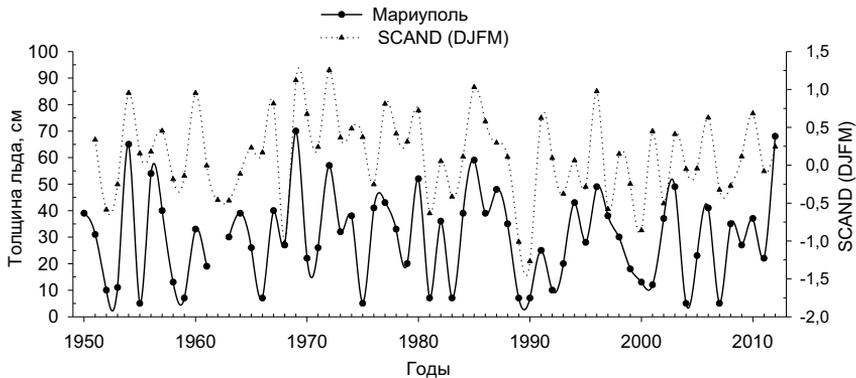


Рис. 6. Многолетнее изменение толщины льда (см) в Азовском море (МГ Мариуполь) и зимнего индекса Скандинавского колебания (SCAND)

Анализ величин составляющих *водного баланса* Черного моря за различные периоды показал, что региональные особенности глобальных климатических изменений в бассейне Черного моря за 1977–2006 гг. проявлялись в значимом росте осадков, выпадающих на поверхность моря, увеличении речного стока, уменьшении испарения и, в итоге, привели к увеличению бюджета пресных вод Черного моря, Табл. 5.

По данным наблюдений на морских береговых станциях северо-западной части и крымского побережья Черного моря установлено [5], что с 50-х годов XX века до 2013 года соленость прибрежных вод уменьшилась, в среднем, почти на 1,0 ‰. Характер сезонной и межгодовой изменчивости солености существенно различается в зависимости от близости пунктов наблюдений к основным источникам пресных или распресненных вод. Многолетние изменения солености на всех анализируемых станциях описываются значимыми отрицательными линейными трендами, при этом максимальные угловые коэффициенты соответствуют источникам распреснения (устье Дуная и Днепро-Бугский лиман). В последующие годы (2007–2013 гг.) произошло сокращение величин пресного баланса Черного моря на 67 км³/год, прежде всего, за счет уменьшения количества осадков, выпавших на поверхность моря.

Таблица 5.

Осредненные по периодам величины (в км³) составляющих водного баланса Черного и Азовского морей

Черное море				Азовское море			
Компоненты	Период осреднения			Компоненты	Период осреднения		
	1958–2013	1977–2006	2007–2013		1952–2013	1977–2006	2007–2013
Q_p	355	357	339	Q_p	33,9	35,6	28,1
Q_{oc}	414	426	368	Q_{oc}	16,7	17,7	16,1
F	356	369	302	F	18,2	22,7	13,6
Q_B^H	205	201	226	Q_{bs}	33,4	32,7	34,1
Q_B^e	574	584	543	Q_{as}	47,2	48,4	43,8
Q_{uc}	413	414	405	Q_{uc}	32,3	30,6	30,6

В Азовском море изменчивость составляющих водного баланса на межгодовых и десятилетних масштабах, вследствие климатических причин и антропогенного воздействия (безвозвратных изъятий стока рек, впадающих в море) всегда являлось определяющим для халинного режима и биотических условий моря. Следует отметить, что в период 1969–1976 гг. произошло резкое осолонение Азовского моря вследствие как климатообусловленной депрессии стока, так и большого его антропогенного изъятия. Результатом таких процессов явился кризис экосистемы моря и резкое снижение его биопродуктивности [2]. В период 1977–2006 гг. региональные особенности климатических изменений (увеличение стока р. Кубани, уменьшение испарения, увеличение количества атмосферных осадков, выпадающих на поверхность моря, уменьшение поступления солей с адвекцией черноморских и сивашских вод) проявились в уменьшении солености Азовского моря к 2006 г. до величин, характерных до зарегулирования стока рек в море (10,0–0,5 ‰) [10].

В 2007–2013 гг. в результате сокращения стока рек и количества осадков начался постепенный процесс осолонения Азовского моря, Рис. 7. В настоящее время соленость на береговых пунктах здесь повысилась на 2,0 ‰, и при сохранении существующей тенденции не исключено повышение солености моря до уровня экологического кризиса середины 70-х годов прошлого века.



Рис. 7. Многолетний ход солености в Бердянске (‰) и бюджета пресных вод Азовского моря (км³/год)

Водообмен через Керченский пролив. По данным натуральных наблюдений в северной узости пролива за период 1975–2013 гг. повторяемость устойчивых азовских течений составила 31 % от общего числа случаев. Такой тип течений возникает при ветрах северных направлений и определяется динамикой стока основных рек в Азовское море. При полях ветра южных румбов развивается, главным образом, черноморский тип течений, его повторяемость составила 28 %. Смешанные течения переменных направлений, возникающие либо при смене поля ветра, либо при малоградиентном поле атмосферного давления, наблюдались в 41 % случаев.

Преобладающий перенос вод в северной узости пролива, с учетом смешанных потоков (51 % от общего числа наблюдений) за период 1975–2013 гг. отмечался из Азовского моря в Черное море. Ранее (в 1962–1974 гг.) по данным [1, 4] повторяемость его была существенно выше – 62 %. На долю черноморского потока за 1975–2013 гг. приходилось около 49 % (в 1962–1974 гг. – 38 %) случаев от общего числа наблюдений. Среднегодовая скорость азовских течений составила 14 см/с, черноморских – 15 см/с. В 1962–1974 гг. скорость азовских и особенно черноморских течений была больше – 16 и 17 см/с, соответственно.

Расход воды черноморских течений в северной узости пролива в среднем за период 1975–2013 гг. составлял около 3740 м³/с, что существенно меньше, чем за 1962–1974 гг. (4300 м³/с). Максимальные расходы черноморских течений (> 10000 м³/с) за 1975–2013 гг. наблюдались 7 раз. В 1962–1974 гг. расходы черноморских течений > 10000 м³/с наблюдались чаще – зафиксировано 13 случаев таких расходов. Расходы воды азовских течений за 1975–2013 гг. в среднем составляли 3830 м³/с и близки к величине за период 1962–1974 гг. (3920 м³/с). В пяти случаях расходы превысили 10000 м³/с, а 15.11.2006 г. получен наибольший расход (15127 м³/с) при азовских течениях за весь многолетний период наблюдений в северной узости Керченского пролива.

Сравнение данных натуральных наблюдений в северной узости пролива за 1975–2013 гг. с данными за 1962–1974 гг. показало снижение интенсивности водообмена через северную узость Керченского пролива, прежде всего, уменьшение скоростей и величин расходов черноморских течений при некотором увеличении их повторяемости. Такие изменения обусловлены следующими причинами: снижением ветровой интенсивности [3, 4] и условиями проведения морских работ в последние десятилетия (наблюдения за течениями на разрезе порт Крым – порт Кавказ в настоящее время выполняются на малометрических судах в тихую погоду).

Выполненные расчеты компонент водообмена по эмпирическим формулам ГОИН [3, 5, 6] показали, что после зарегулирования стока рек в мо-

ре водность азовского потока за период 1952–2013 гг. по сравнению с периодом до 1951 г. в среднем уменьшилась на $5,6 \text{ км}^3$ и сопоставима с величиной безвозвратного изъятия стока рек в Азовское море. Величина черноморского потока за рассматриваемый период возросла на $0,6 \text{ км}^3$. Значимых линейных трендов в потоках через Керченский пролив за период 1952–2013 гг. не выявлено. За 1923–2013 гг. в оттоке азовских вод выявлен значимый отрицательный тренд ($-0,085 \text{ км}^3/\text{год}$), а в притоке черноморских вод незначимый положительный тренд ($0,013 \text{ км}^3/\text{год}$), Рис. 8.

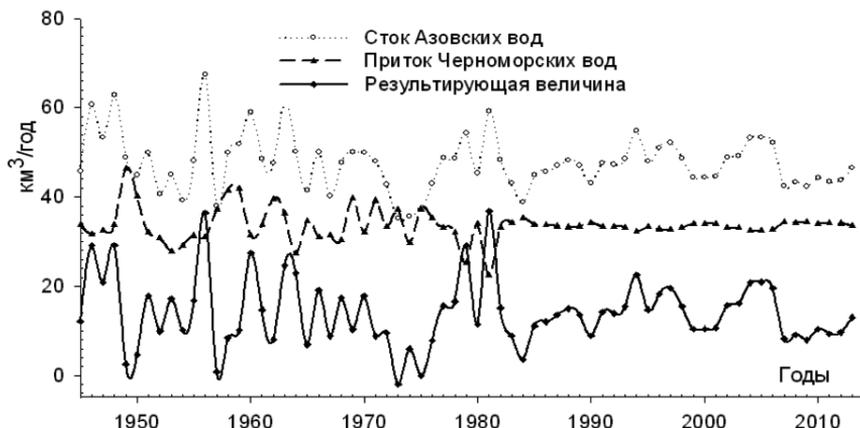


Рис. 8. Многолетний ход составляющих водообмена через Керченский пролив ($\text{км}^3/\text{год}$).

Современные термохалинные условия залива Сиваш. Залив Сиваш представляет собой обширный (площадь залива $\sim 2540 \text{ км}^2$) мелководный (глубины $0,5\text{--}3 \text{ м}$) соленый залив Азовского моря [7, 8]. Чонгарский полуостров разделяет залив Сиваш на два больших водоема – Западный и Восточный Сиваш, общей площадью 1110 и 1433 км^2 соответственно [7]. Площадь непосредственно водного зеркала составляет 581 км^2 для Западного Сиваша и около 1300 км^2 для Восточного, остальная площадь приходится на острова и засухи. Объем воды в зал. Сиваш в зимние месяцы составляет $1,93$ млрд. м^3 [12]. Водообмен залива Сиваш с Азовским морем осуществляется через пролив Генический (Тонкий).

Начиная с 1970 года, с развитием орошаемого земледелия в северном Крыму в зал. Сиваш регулярно сбрасывается часть стоков с полей орошения ($\sim 0,6 \text{ км}^3/\text{год}$) [12]. Увеличение количества атмосферных осадков и стока рек, обусловленное региональными проявлениями глобальных климатических изменений, дало дополнительно в приходную часть водного

баланса залива Сиваш еще $-0,3 \text{ км}^3/\text{год}$. В результате за 1970–2006 гг. произошли существенные изменения в водообмене Сиваша с Азовским морем через Генический пролив [8]. Средняя величина стока сивашских вод в море за 1970–2006 гг. по сравнению с предыдущим периодом (1936–1969 гг.) увеличилась на $0,18 \text{ км}^3$, а притока азовских вод в залив уменьшилась на $0,53 \text{ км}^3$, величину сопоставимую с объемом сброса дренажных вод, Рис. 9. Вследствие сокращения притока азовских вод в Сиваш и уменьшения их солености из-за распреснения Азовского моря 1977–2006 гг., поступление солей в залив через Генический пролив в среднем за последние 40 лет по сравнению с 1936–1969 гг. сократилось на 5,4 млн. т/год. В итоге средняя соленость Сиваша по данным [12] снизилась с 141,00 ‰ в 1955 г. до 22,60 ‰ к 1989 г, а в 1997 г. достигла минимального значения 17,00 ‰, Рис. 10. В результате Сивашское месторождение минеральных солей практически утратило свое промышленное значение.

С 2007 г. по 2013 г. начался процесс постепенного осолонения зал. Восточный Сиваш вследствие климатических причин (уменьшения стока рек и количества выпадающих атмосферных осадков на поверхность залива). Прекращение с 2014 г. орошаемого земледелия в Северном Крыму (из-за перекрытия подачи воды Украиной через Северо-Крымский канал) ускорило процесс осолонения зал. Сиваш. Выполненные Севастопольским отделением ФГБУ «ГОИН» в летний и осенний сезоны 2015 г. экспедиционные исследования термохалинных условий в южной части зал. Восточный Сиваш показали, что в настоящее время соленость в южном плесе повысилась до 60,00–70,00 ‰ т.е. увеличилась с 1997 г. почти в 3 раза.

Выводы

На большей части станций побережья Черного и Азовского морей с продолжительностью наблюдений 120–130 лет повышение температуры воздуха составило $0,7\text{--}1,7^\circ\text{C}$, что несколько превышает глобальные оценки. На сезонных масштабах наиболее интенсивное потепление происходит в зимний сезон, весной и летом, а осенью (за исключением ноября) температура воздуха понижается, или тренд отсутствует.

Вековые изменения температуры воды в прибрежной зоне Черного моря (за исключением юго-восточной части) и Азовского побережья имеют положительную тенденцию ($0,4\text{--}1,2^\circ\text{C}/100 \text{ лет}$). Основным фактором в климатических изменениях температуры воды прибрежной зоны в Азовском и Черном морях является термический фон атмосферы.



Рис. 9. Многолетний ход составляющих водообмена через Генический пролив ($\text{км}^3/\text{год}$)



Рис. 10. Многолетний ход солёности воды в южном (с. Соляное) и северном (МГП Чонгарский мост) плесах зал. Восточный Сиваш.

Потепление в зимний сезон, связанное с глобальными климатическими изменениями, привело к существенному смягчению ледовых условий Азово-Черноморского региона. Для большинства пунктов побережья Черного и Азовского морей за весь период ледовых наблюдений характерны значимые отрицательные линейные тренды в количестве дней со льдом и продолжительности ледового периода.

Основные закономерности региональных климатических изменений для побережья и открытых районов Черного и Азовского морей за 1977–2006 гг. заключаются в следующем: выявлены значимые положительные линейные тренды температуры воздуха и воды, атмосферных осадков, ве-

личин баланса пресных вод и значимые отрицательные тренды характеристик ледовитости и солености.

В последние годы (2007–2013 гг.) наблюдалось продолжение потепления воздуха и вод прибрежной зоны, но произошло сокращение величин пресного баланса морей, прежде всего, за счет уменьшения стока рек и количества осадков, выпадающих на поверхность моря, и отмечался рост солености Азовского моря и зал. Сиваш.

MODERN HYDROMETEOROLOGICAL CONDITIONS IN THE BLACK AND AZOV SEAS

Dyakov N.N., Lipchenko A.E., Ryabinin A.I.

On the basis of long-term observations for the coastal network of hydrometeorological stations and marine expeditions modern hydrometeorological conditions of the shelf zone of the Azov-Black Sea basins are presented. The basis of statistical evaluations trends of long-term changes in hydrometeorological characteristics of Azov and Black Seas in the modern global warming on decadal and century-length scales are identified. Long-term variability of the components of the water balance of the seas including water exchange through the Kerch Strait is estimated.

Литература

1. Альтман Э.Н. Водообмен через Керченский пролив в условиях зарегулированного стока рек Азовского бассейна. // *Океанология*. 1973. т. XIII. Вып. 3. с. 416-423.
2. Бронфман А.М., Хлебников Е.П. Азовское море. Основы реконструкции. Л: Гидрометеиздат, 1985. 270 с.
3. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1. Азовское море. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 402 с.
4. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2. Черное море. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. 421 с.
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.IV. Черное море. Вып.1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометиздат, 1991. 429 с.

6. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море. Л., 1991. 236 с.
7. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л: Гидрометеоздат, 1962. 853 с.
8. Дьяков Н.Н., Белогудов А.А., Тимошенко Т.Ю. Оценка составляющих водного баланса залива Сиваш. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013. Вып. 27. с. 439-445.
9. Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Белогудов А.А. Изменение ледовых условий Азово-Черноморского бассейна. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2014. Вып. 28. с. 122-137.
10. Закономерности экосистемных процессов Азовского моря. М: Наука, 2006. 304 с.
11. Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда в связи с особенностями атмосферной циркуляции. // Тр. ГОИН. 1964. Вып. 76. с. 7-79.
12. Сивашский регион: краткая социально-экономическая характеристика. Киев: Черноморская программа Ветландс Интернешнл, 2007. 178 с.
13. Сироткина А.И. К вопросу об оценке суровости зим на южных морях. // Тр. НИИАК. 1959. Вып. 8.
14. Федоренко А.В. Исследование связи между атмосферными процессами над Скандинавским полуостровом и ледовыми условиями на Азовском море.//Труды Гидрометцентра России. 2011. Вып. 345. с. 94-104.
15. IPCC Third Assessment Report. Vol. 1. Cambridge University Press. 2001.

СОВРЕМЕННЫЙ МЕТОД РАСЧЕТА ВОДНОГО БАЛАНСА ЧЕРНОГО МОРЯ

А.Е. Липченко, Н.Н. Дьяков

Севастопольское отделение Государственного
океанографического института имени Н.Н. Зубова

На основе многолетних наблюдений на морских прибрежных гидрометеорологических станциях и массивов данных реанализа, используя разработанную новую методику, выполнены расчеты величин водного баланса Черного моря за 1958–2013 гг. Выявлено, что традиционные методы расчета количества атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря, основанные только на данных наблюдений береговых гидрометеорологических станций его северного побережья, существенно занижают количество осадков на сезонных и многолетних масштабах. Показано хорошее соответствие рассчитанных месячных величин составляющих водообмена через пролив Босфор с данными инструментальных измерений течений в проливе.

Введение

Водный баланс является важнейшим режимобразующим комплексным фактором Черного моря. Изменчивость величин водного баланса на межгодовых и сезонных масштабах оказывает существенное воздействие на природные условия побережья и биотические ресурсы моря, термохалинную структуру и циркуляцию его вод. В связи с этим, актуальной является задача уточнения воднобалансовых характеристик, разработки надежных методик вычисления месячных, сезонных и годовых величин водного баланса Черного моря. Интенсивное развитие средств дистанционного зондирования атмосферы и океана, значительное улучшение качества и доступность ретроспективных данных (реанализов) параметров атмосферы и океана ведущих национальных и мировых центров, позволяет в настоящее время решать эту задачу.

Наиболее полные многолетние исследования водно-балансовых характеристик Черного моря были проведены в конце прошлого столетия коллективом ГОИН`а, где и была предложена методика расчета водного баланса [3] широко применявшаяся длительное время. В настоящее время в Севастопольском отделении ГОИН`а на основе использования данных различных реанализов и спутниковой информации выполнен цикл исследований по совершенствованию этой традиционной методики расчета водного баланса моря.

Результаты и их обсуждение

Уравнение водного баланса Черного моря, согласно [3] может быть записано в виде:

$$(Q_p + Q_o + Q_{нб} + Q_A) - (Q_{и} + Q_{вб} + Q_ч) = \pm \Delta B, \quad (1)$$

где Q_p – суммарный речной сток в море; Q_o – атмосферные осадки на поверхность моря; $Q_{нб}$ – приток мраморноморских вод через пролив Босфор с нижним течением; Q_A – приток азовских вод через Керченский пролив; $Q_{и}$ – испарение с поверхности моря; $Q_{вб}$ – сток вод через пролив Босфор с верхним течением; $Q_ч$ – отток черноморских вод в Азовское море через Керченский пролив; ΔB – изменение объема моря.

Одной из основных причин изменения объема вод Черного моря является изменчивость величин составляющих водообмена через проливы (Босфорский и Керченский), а также бюджета пресных вод моря (т. н. пресного баланса), т.е. разницы между приходом пресных вод (осадки и сток рек) и их расходом за счет испарения. Точность итоговой величины водного баланса зависит от точности определения этих величин и уровня Черного моря. Развитие современных гидродинамических моделей, увеличение количества систематизированных гидрометеорологических наблюдений, включая спутниковую альтиметрическую информацию и данные реанализов параметров атмосферы и океана центров данных, в настоящее время позволяют существенно увеличить точность расчетов компонент водного баланса.

С целью уточнения количества выпадающих на поверхность Черного моря *атмосферных осадков*, нами ранее был проведен их мониторинг [7, 8], который позволил уточнить месячные и годовые объемы осадков, выпадающие на поверхность моря, а также определить особенности их пространственного распределения. Был проведен сравнительный анализ многолетних ежедневных данных прогноза количества осадков над Черным морем (реанализа NCEP/NCAR) и расчетными величинами, полученными методом модульных коэффициентов по традиционной методике ГОИН [3].

Дополнительно для анализа выпадающих осадков на поверхность моря были привлечены данные массивов GPCP (Global Precipitation Climatology Project), GPCC (Global Precipitation Climatology Centre) и TRMM (американский массив данных в 0,25-ти градусной координатной сетке, объединяющий оперативные спутниковые данные NASA и GPCC). В результате расчетов за период 1958–2013 гг. среднемноголетнее значение годовой суммы выпавших осадков на поверхность Черного моря, рассчитанное методом модульных коэффициентов, с использованием массива данных GPCC, TRMM, реанализа NCEP/NCAR, составило 657, 842, 963 и 1132 мм соответственно.

Заметно, что применение метода модульных коэффициентов дает значительно меньшее количество годовых объемов осадков по сравнению с данными TRMM и GPCC при сходстве многолетней изменчивости выпадающих на поверхность моря осадков, Рис. 1. Причина такого занижения подробно рассмотрена в [7,8] и связана с применением для расчета осадков косвенного метода модульных коэффициентов с использованием ограниченного числа данных измерений береговых станций Черного моря, а также отсутствием измерений в открытой части моря. Количество осадков, полученных с использованием данных всех прибрежных наблюдений (GPCC) и спутниковой информации (TRMM), достаточно близки между собой, а максимальное количество дает прогностическая модель NCEP/NCAR. В использованном нами для расчета массиве спутниковых данных количества осадков над открытой частью Черного моря (TRMM) содержится их корректировка по данным GPCC, основанных на наиболее полном ряде измерений атмосферных осадков на сети береговых гидрометеостанций Черного моря. Прогностическая же модель NCEP/NCAR завышает количество осадков, особенно в районах с их небольшой интенсивностью, что было показано в [8].



Рис. 1. Изменчивость годовых объемов атмосферных осадков выпавших на поверхность моря за 1958–2012 гг., рассчитанная методом модульных коэффициентов [3] и используя данные TRMM и GPCC.

Для анализа сезонной изменчивости количества осадков, выпадающих на поверхность моря, а также особенностей пространственной изменчивости атмосферных осадков в прибрежной зоне и открытых районов Черного моря нами были использованы данные TRMM (продукт 3B43RT V.7), скорректированные по массиву наблюдений на береговых станций (GPCC).

В результате исследования было выявлено различие в количестве выпадающих осадков на побережье и в открытой части моря в холодный и теплый период года, что подтверждает важную роль конвекции в формировании осадков. В летний период на суше преобладают конвективные осадки ливневого характера, над морем конвекция ослаблена. В осенне-зимний период года происходит интенсификация вертикальных конвективных воздушных потоков над открытой частью моря, когда холодные континентальные воздушные массы проникают на относительно теплую водную поверхность Черного моря, увеличивая вертикальную неустойчивость атмосферы за счет возрастания температурного градиента. Этот механизм должен особенно ярко проявляться в переходный, осенний период года. Наибольшая разница в количестве осадков на побережье и в открытой части моря, по данным массива TRMM, как раз и наблюдается осенью (Рис. 2).

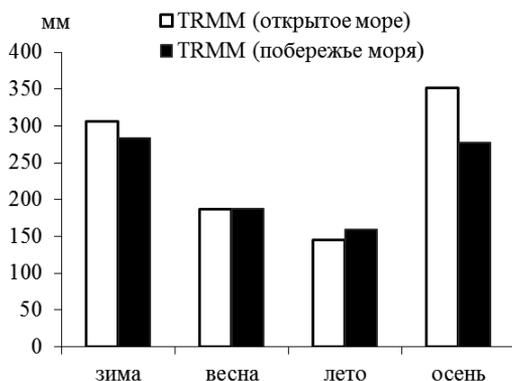


Рис. 2. Среднеголетние сезонные суммы осадков, выпавшие на поверхность моря вдоль побережья и в открытой части по данным TRMM за 1998–2013 гг.

Зимой количество осадков над открытой акваторией моря также превышает количество осадков, выпадающих вдоль побережья. Летом, наоборот, над морем количество осадков меньше чем на побережье. В целом, совместное использование данных массивов TRMM (продукт 3B43RT V.7) и GPCC показывает неплохое соответствие полученных расчетных величин основным закономерностям в пространственно-временном распределении осадков над Черным морем, и могут быть рекомендованы для водно-балансовых расчетов.

Важнейшей составляющей пресного баланса является *испарение*. Оценки его величин с поверхности Черного моря были проведены в СО ГОИН в 80-х–90-х годах XX века по стандартной методике [3] с применением модульных коэффициентов. Недостатком метода, как и при расчете выпада-

ющих на поверхность моря атмосферных осадков, является использование в расчетах данных ограниченного числа метеостанций расположенных только на северном и восточном побережье Черного моря, отсутствие прямых измерений в открытом море. Появление методов дистанционного зондирования моря и их совершенствование, особенно в последние годы, позволяет сегодня с приемлемой точностью рассчитывать потоки скрытого тепла (“latent heat flux”, сокр. LHF) в приводном слое атмосферы.

Нами были проанализированы потоки скрытого тепла с поверхности Черного моря на основе массива данных реанализов: Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF) – ERA-40 на 2,5 градусной сетке и ERA-Interim (на 0,75 градусной сетке); реанализа Японского метеорологического агентства (JMA) JRA-55 на 1,25-градусной координатной сетке и данных спутникового мониторинга HOAPS (The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data). На основе этих данных были рассчитаны месячные и годовые величины испарения с поверхности моря за период 1958–2013 гг. Среднегодовое значение годового объема испарения с поверхности Черного моря за этот период по данным расчета с использованием модульных коэффициентов, массива данных реанализа ERA и JRA составила 345, 309 и 413 км³ соответственно. Расчет с использованием данных HOAPS за период с 1988 по 2008 год дал наиболее низкое значение годового объема испарения – 285 км³

Корреляционный анализ между многолетним рядом месячных сумм испарения, рассчитанных нами на основе реанализа данных потоков скрытого тепла (LHF) и данных гидрометеорологических станций побережья Черного моря (метод модульных коэффициентов), показал наилучшее соответствие для данных HOAPS и реанализа JRA-55, коэффициент корреляции 0,92 и 0,88 соответственно. Реанализ JRA-55 дает максимальные величины испарения и, по-видимому, как и ожидалось, отражает тот факт, что испарение над открытой частью моря больше чем у берега за счет более высоких скоростей ветра в приводном слое и более высокой температуры воды (в методе модульных коэффициентов ГОИН испарение рассчитывается на основании данных береговых метеостанций о скорости ветра и температуре поверхностного слоя воды у берега). При этом японский массив данных LHF имеет ряд преимуществ: достаточно продолжительный ряд (с 1958 г.), а также то, что данные выкладываются на интернет-сайте в оперативном режиме. Учитывая вышесказанное, для расчета испарения использовался массив данных LHF реанализа JRA-55.

Для надежной оценки объема *стока рек*, как одной из составляющих пресного баланса Черного моря, необходимы прямые измерения расходов всех крупных рек, впадающих в бассейн, при этом возникают сложности с

получением информации о стоках рек Турции, и ряда рек Кавказа. Используя последнюю информацию по стоку рек Турции и Кавказа из [4] нами были скорректированы среднееголетние значения стока рек и коэффициенты связи в уравнениях регрессии стока малых рек в программе расчета ГОИН'а и пересчитаны данные, опубликованные в [3]. В результате сток рек несколько увеличился. Среднееголетний годовой объем стока рек по скорректированным данным увеличился на 15 км^3 и составил величину 355 км^3 .

В связи с тем, что изменение объема моря напрямую связано с изменениями его уровня, то от точности определения приращений уровня моря зависит точность определения величины водного баланса. Расчеты водного баланса, приведенные в [3], выполнялись на основе ограниченного числа данных измерений уровня на береговых морских гидрометеостанциях, расположенных на территории СССР. Развитие альтиметрических дистанционных спутниковых методов, их постоянное совершенствование, привело к появлению качественных данных об изменениях уровня морей и океанов. Для уточнения среднемесячных изменений уровня Черного моря был использован массив спутниковых альтиметрических наблюдений (AVISO+) аномалий уровня Черного моря, начиная с 1993 года. Сопоставление данных альтиметрических наблюдений и измерений уровня моря, выполненных на прибрежных гидрометеостанциях показал их хорошее соответствие (коэффициент линейной корреляции 0,92), Рис. 3.

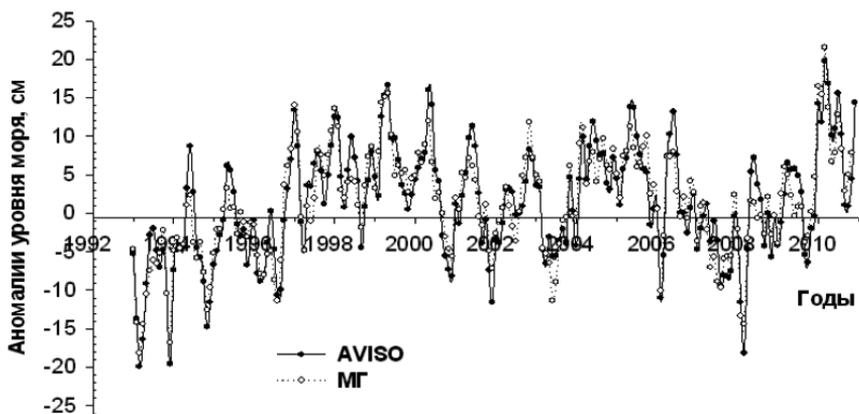


Рис. 3. Годовая изменчивость месячных аномалий уровня моря по данным измерений береговых гидрометеорологических станций (МГ) и данным AVISO за период 1993–2012 гг.

Водообмен через пролив Босфор. Расчет составляющих водообмена через пролив, согласно [3] осуществлялся по формулам:

$$Q_B = Q_{нБ} - Q_{вБ} = \Delta h + Q_K - F \quad (2)$$

$$Q_{вБ} = f_1(Q_B); Q_{нБ} = f_2(Q_B) \quad (3)$$

где Δh – изменение среднего уровня моря; $Q_K = (Q_a - Q_ч)$ – результирующий поток через Керченский пролив; $F = (Q_p + Q_o - Q_n)$ – бюджет пресных вод.

Эмпирические зависимости (3) были получены Богдановой А.К. [1] и уточнены в [3]. В этих уравнениях не учитывался ряд параметров: гидравлические свойства пролива, перепад уровня морей на его концах, ветровые эффекты. В [9] были выполнены расчеты верхне- и нижнебосфорского потоков в рамках численной модели, включающей гидравлическую модель пролива, с учетом его свойств и перепада уровня моря на его концах и получены новые более надежные уравнения связи результирующего потока с верхнебосфорским и нижнебосфорским. Эти зависимости были использованы нами в обновленной методике расчета водного баланса Черного моря.

Сопоставление данных натуральных наблюдений, выполненных в северной узости Керченского пролива (разрез порт Крым – порт Кавказ), с величинами составляющих водообмена через пролив, полученных расчетными методами (в зависимости от стока рек в Азовское море или величины бюджета пресных вод этого моря [2]), показали, что расчетные величины составляющих водообмена существенно меньше (в 1,6–1,7 раза) значений, полученных по эмпирическим данным, но результирующее значение водообмена через Керченский пролив (13,3 км³ за 1958–2013 гг.) близко к величине, полученной по натурным данным.

Расчет воднобалансовых характеристик Черного моря по разработанной нами методике (использование данных береговых метеостанций, реанализов и спутниковой информации), по сравнению с использованием в вычислениях только наблюдений на береговых метеостанциях в северной части моря [3], выявил значительное увеличение величин бюджета пресных вод. Среднегодовое (1958–2013 гг.) годовая величина пресного баланса, рассчитанная по традиционной методике ГОИН [3] составила 253 км³. Расчеты по новой методике дали величину 357 км³. На Рис. 4–5 представлены результаты многолетнего и сезонного хода величин пресного баланса рассчитанного по двум методикам.



Рис. 4. Изменчивость годовых объемов бюджета пресных вод за 1958–2012 гг., рассчитанных по новой методике (с применением данных реанализов и спутниковой информации) и методике ГОИН (метод модульных коэффициентов).

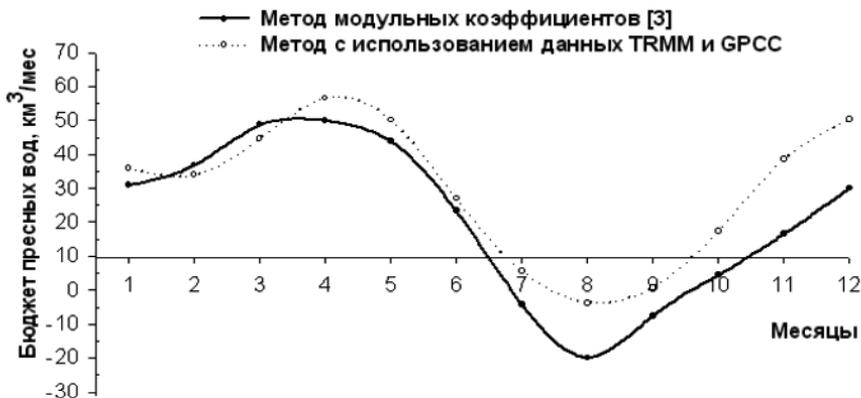


Рис. 5. Внутригодовое распределение среднееголетних месячных величин бюджета пресных вод за 1958 – 2012 гг.

Заметно увеличение величин пресного баланса, рассчитанных по новой методике, как на годовых масштабах, так и на сезонных (практически во все месяцы года, кроме февраля-марта), Табл. 1.

Таблица 1.

Среднеголетние (1958–2012 гг) величины составляющих водного баланса Черного моря (км³/год) рассчитанные различными методами

Метод/Компоненты баланса	Q _o	Q _p	Q _и	F	Q _{вБ}	Q _{нБ}	Q _а	Q _ч
Метод модульных коэффициентов [3]	260	337	345	253	397	132	47	34
Метод с применением данных реанализа	415	355	413	357	574	205	47	34

Во внутригодовом ходе среднеголетних месячных величин водного баланса, рассчитанных по новой методике, отмечается хорошее соответствие между изменчивостью пресного баланса и потоками через Босфор, Рис. 6.



Рис. 6. Внутригодовое распределение среднеголетних месячных величин составляющих водного баланса Черного моря, рассчитанных по данным реанализа и альтиметрических наблюдений за 1993–2012 гг.

Прирост объема (баланса) вод Черного моря максимален с февраля по май месяц и составляет величину около 30 км³. В апреле наблюдается максимальное поступление пресных вод в море и максимальный сток черноморских вод через пролив Босфор. Уровень Черного моря достигает максимального значения в мае, при этом, как правило, наблюдается превышение скорости прироста объема воды в бассейне моря над скоростью ее расхода через узкий пролив Босфор.

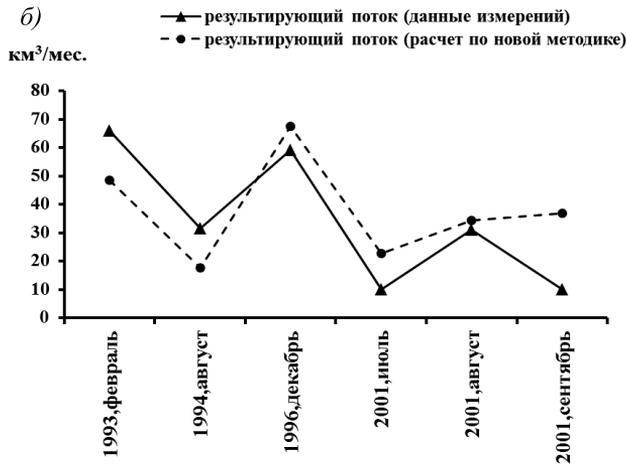
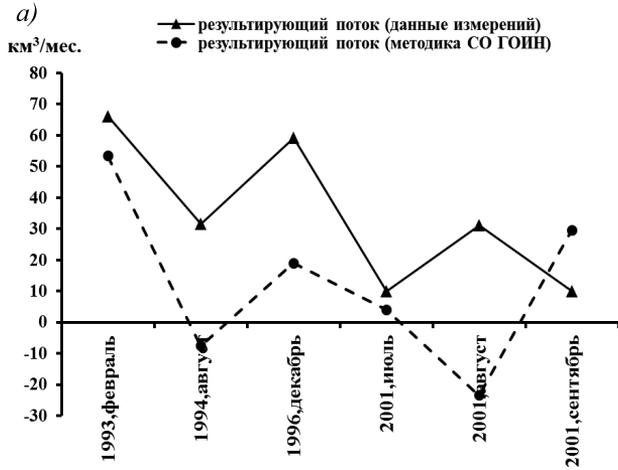


Рис. 7. Месячные величины результирующего потока за отдельные годы по данным измерений течений через пролив Босфор и рассчитанные (*a* – по методике [3], *б* – по новой методике).

С мая по июль наблюдается значительное снижение объема вод (уровня) моря, связанное с резким уменьшением величин бюджета пресных вод в этот период. В августе и сентябре величины уровня Черного моря минимальны, при этом величина пресного баланса имеет отрицательные значения, т.е. величины испарения в этот период года превышают поступление

пресных вод с реками и атмосферными осадками. Следует отметить, что в Средиземном море, являющимся бассейном испарения, в этот период также наблюдаются отрицательные величины пресного баланса и минимальные значения уровня этого моря. Следует отметить, что значения уровня Черного моря в этот период года остаются более высокими, чем в Средиземном море. Все это способствует интенсивному стоку Черноморских вод через пролив в июле-сентябре, причем в августе месяце верхнебосфорский поток превышает нижнебосфорский. Вышеописанный механизм водообмена через пролив Босфор, полученный расчетными методами, неплохо согласуется с данными инструментальных измерений течений в проливе [5].

На Рис. 7а сравнивается результирующий босфорский поток по данным измерений с рассчитанным по методике СО ГОИН, а на Рис. 7б с рассчитанным по новой методике. Заметно, что применение новой методики расчета с привлечением данных реанализа и альтиметрии, значительно улучшило соответствие расчетных данных экспериментальным. Следует отметить, что проверка достоверности получаемых различными авторами расчетных величин водного баланса Черного моря, его составляющих, сталкивается с трудностями в связи с небольшим количеством и самое главное отсутствием регулярных инструментальных измерений водообмена через пролив Босфор.

Выводы

Разработан новый метод расчета составляющих водного баланса Черного моря, основанный на комплексном использовании прибрежных наблюдений на МГ, данных ретроспективного анализа и спутниковой информации.

Выполненные расчеты компонентов водного баланса за 1958–2012 гг. и сравнение полученных результатов с данными определений по методике [3] показали, что основные различия связаны с атмосферными осадками, выпадающими на поверхность Черного моря. Их среднемноголетнее годовое количество оказалось значительно выше (на 60 %) ранее полученных величин, что в итоге привело к возрастанию месячных и годовых величин пресного баланса моря. Среднемноголетний годовой сток рек, по сравнению с ранее полученными данными, увеличился на 5 %, а величины испарения на 20 %. В результате среднемноголетняя величина годового бюджета пресных вод возросла на 42 %, а величины верхнебосфорского, нижнебосфорского и результирующей составляющих водообмена через пролив Босфор соответственно увеличились на 30 %, 35 % и 28 %.

Выявлено хорошее соответствие рассчитанных величин босфорских потоков результатам их инструментальных измерений [5], что подтверждает близость полученных нами оценок месячных величин водно-балансовых

характеристик их истинным значениям. Методика расчета водного баланса Черного моря, разработанная в СО ФГБУ «ГОИН» может быть рекомендована в водно-балансовых и других гидрологических исследованиях Черного моря.

MODERN METHOD OF CALCULATING THE WATER BALANCE OF THE BLACK SEA

Lipchenko A.E., Dyakov N.N.

Based on many years of observations at coastal hydrometeorological stations and massifs reanalysis data, using a new technique developed by the calculations were performed quantities of water balance of the Black Sea for 1958–2013 years. It was revealed that the traditional methods of calculating the amount of precipitation falling on the surface of the Black Sea, based only on observations of coastal hydrometeorological stations of its northern coast, significantly underestimate the amount of precipitation on seasonal and multi-year scale. A good agreement between calculated monthly values Bosphorus flows data of instrumental measurements of currents in the strait.

Литература

1. Богданова А.К. Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор. Биология моря. 1972. вып.27. с. 41–54.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море. Л., 1991. 236 с.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том IV. Черное море. Вып.1. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 430 с.
4. Джаошвили Ш. Реки Черного моря. – Европейское агентство по охране окружающей среды, Технический отчет № 71, 2003 58 с.
5. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 2011 212 с.
6. Ильин Ю.П., Симов В.Г., Репетин Л.Н. Проблемы и перспективы мониторинга водного баланса Черного и Азовского морей. Сб. «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. – вып.22. 171-181 с.
7. Липченко А.Е., Репетин Л.Н. Мониторинг атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря. Сб. "Экологическая безопас-

- ность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа". Вып.27, "Экоси-Гидрофизика", Севастополь, 2013. с.249-254.
8. Репетин Л.Н., Ильин Ю.П., Долотов В.В., Липченко М.М. Современные оценки атмосферных осадков, их вклада в водный баланс Черного моря. Сб. "Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа". Вып.18, "Экоси-Гидрофизика", Севастополь, 2009. с.193-204.
 9. Maderich V., Ilyin Y., Lemeshko E. Seasonal and interannual variability of the water exchange in the Turkish Straits System estimated by modelling // *Mediterranean Marine Science*, 16/2, 2015, 444-459.

РАСЧЕТЫ УРОВНЯ И ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ТАГАНРОГСКОМ ЗАЛИВЕ НА ОСНОВЕ СОВМЕСТНОЙ МОДЕЛИ

Фомин В.В.

Севастопольское отделение Государственного
океанографического института имени Н.Н.Зубова

С использованием совместной численной модели проведены расчеты уровня и ветрового волнения в Таганрогском заливе. Модель реализована на неструктурированной сетке с высоким пространственным разрешением. В качестве форсинга использованы данные атмосферной модели, соответствующие экстремальному шторму 24–25 сентября 2014 г. Показано, что наибольшие затопления происходят в западной и северной частях дельты Дона. Учет взаимодействия штормового нагона и ветрового волнения увеличивает площадь затопления дельты и приводит к интенсификации ветрового волнения в заливе вследствие общего подъема уровня моря.

Сгонно-нагонные колебания уровня и ветровое волнение являются одними из наиболее важных гидрологических характеристик, определяющих динамику Азовского моря на синоптических масштабах. В Таганрогском заливе под воздействием сильных и продолжительных ветров западных румбов могут формироваться экстремальные штормовые нагоны высотой 2–3 м [1, 2] вызывающие наводнения в дельте Дона. За последние 20 лет имели место несколько таких случаев: 12 апреля 1997 г; 1 марта 2005 г; 30 сентября 2010 г; 24 марта 2013 г; 24 сентября 2014 г. Два последних случая подробно описаны в [2, 3].

В работах [5, 9] реализована технология численного моделирования штормовых нагонов и ветрового волнения в Азовском море, использующая совместную модель ADCIRC+SWAN [8]. Валидация модели показала, что она адекватно описывает вариации уровня Азовского моря в период интенсивных штормов.

В данной работе указанная технология применяется для исследования характеристик штормовых нагонов и ветрового волнения в Таганрогском заливе в период экстремального шторма 24–25 сентября 2014 г. Для этого используется неструктурированная расчетная сетка высокого разрешения, которая подробно описывает батиметрию и топографию дельты Дона, что дает возможность моделировать процессы осушения дна и затопления суши.

Описание модели

Совместная модель ADCIRC+SWAN объединяет две модели – ADCIRC (Advanced Circulation Model for Shelves, Coasts and Estuaries) [13, 14] и SWAN (Simulation Waves Nearshore) [6, 15], которые широко используются для расчета штормовых нагонов и ветрового волнения. Исходные уравнения модели ADCIRC для осредненных по глубине характеристик имеют вид:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g \frac{\partial}{\partial x} \left[\eta + \frac{P_a}{g\rho_0} \right] + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_0 H} + \frac{M_x - D_x}{H}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g \frac{\partial}{\partial y} \left[\eta + \frac{P_a}{g\rho_0} \right] + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_0 H} + \frac{M_y - D_y}{H}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial J_x}{\partial x} + \frac{\partial J_y}{\partial y} - Q_x \frac{\partial \tau_0}{\partial x} - Q_y \frac{\partial \tau_0}{\partial y} = 0, \quad (3)$$

$$J_x = -Q_x \frac{\partial U}{\partial x} - Q_y \frac{\partial U}{\partial y} + fQ_y - \frac{g}{2} \frac{\partial \eta^2}{\partial x} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_0} + (M_x - D_x) + \tau_0 Q_x + U \frac{\partial \eta}{\partial t} - gH \frac{\partial \eta}{\partial x},$$

$$J_y = -Q_x \frac{\partial V}{\partial x} - Q_y \frac{\partial V}{\partial y} - fQ_x - \frac{g}{2} \frac{\partial \eta^2}{\partial y} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_0} + (M_y - D_y) + \tau_0 Q_y + V \frac{\partial \eta}{\partial t} - gH \frac{\partial \eta}{\partial y}.$$

Здесь x, y, t – горизонтальные координаты и время; U, V – средние по глубине компоненты вектора скорости течений по осям x и y соответственно; η – отклонение свободной поверхности моря от невозмущенного состояния; f – параметр Кориолиса; g – ускорение силы тяжести; P_a – атмосферное давление; ρ_0 – средняя плотность морской воды; $H = h + \eta$ – динамическая глубина моря; h – глубина моря; M_x, M_y – горизонтальная турбулентная вязкость; D_x, D_y – слагаемые, полученные в результате дифференциальных преобразований исходной системы уравнений [14]; τ_{bx}, τ_{by} – компоненты напряжений донного трения; τ_0 – весовой множитель, влияющий на фазовые характеристики и устойчивость численного алгоритма;

$$Q_x = UH, \quad Q_y = VH \text{ – компоненты вектора полных потоков.}$$

В системе уравнений (1) – (3) введены следующие обозначения:

$$\tau_{sx} = \tau_{sx,wind} + \tau_{sx,wave}, \quad \tau_{sy} = \tau_{sy,wind} + \tau_{sy,wave}, \quad (4)$$

$$\tau_{sx,wind} = \rho_a C_a W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad \tau_{sy,wind} = \rho_a C_a W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad (5)$$

$$\tau_{bx} = \rho_0 C_d U \sqrt{U^2 + V^2}, \quad \tau_{by} = \rho_0 C_d V \sqrt{U^2 + V^2}, \quad (6)$$

где $(\tau_{sx,wind}, \tau_{sy,wind})$ и $(\tau_{sx,wave}, \tau_{sy,wave})$ – компоненты напряжений трения, обусловленные ветром и волнами соответственно; ρ_a – плотность воздуха; W_x, W_y – компоненты вектора скорости приводного ветра; C_a – коэффициент поверхностного трения; C_d – коэффициент донного трения.

Коэффициенты поверхностного и донного трения в (5), (6) задаются соотношениями

$$C_a = 0,001 \left(0,75 + 0,067 \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \right), \quad C_d = gn^2 / H^{1/3}, \quad (7)$$

где n – параметр шероховатости Маннинга. В общем случае n является функцией пространственных координат и определяется типом подстилающей поверхности и свойствами почвенно-растительного покрова.

В основу модели SWAN положена концепция частотно-углового спектра $E(x, y, t, \varphi, \omega)$, где φ, ω – угловая и частотная переменные. Эволюционное уравнение для определения спектральной плотности волнового действия $N = E/\omega$ имеет вид

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(c_x N) + \frac{\partial}{\partial y}(c_y N) + \frac{\partial}{\partial \varphi}(c_\varphi N) + \frac{\partial}{\partial \omega}(c_\omega N) = \frac{S}{\omega}, \quad (8)$$

где $c_x, c_y, c_\varphi, c_\omega$ – скорости переноса волновой энергии, определяемые на основе метода геометрической оптики; величина S – источники и стоки волновой энергии [11].

В SWAN волновые характеристики вычисляются на основе полей скорости ветра, а также полей течений и уровня моря, получаемых из ADCIRC. В свою очередь, в ADCIRC используются волновые напряжения из SWAN, которые определяются соотношениями

$$\tau_{sx,waves} = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y}, \quad \tau_{sy,waves} = -\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y}, \quad (9)$$

где S_{xx}, S_{xy}, S_{yy} – компоненты тензора радиационных напряжений.

Для параметризации донного трения в SWAN применяется метод Гранта-Мадсена [9], в котором масштаб шероховатости дна k_N согласован с донным трением в ADCIRC и определяется формулой [12]

$$k_N = 30H \exp \left[- \left(1 + 0,4 \frac{H^{1/6}}{n\sqrt{g}} \right) \right]. \quad (10)$$

Программные коды ADCIRC и SWAN выполняются последовательно на одной и той же неструктурированной сетке и используют один и тот же набор процессоров. В обеих моделях применяется интерфейс передачи сообщений MPI (Message Passing Interface), что дает возможность использовать параллельные вычисления.

Следует отметить, что совместная модель позволяет рассматривать полный уровень моря (TSL) в виде суммы $TSL = SL + CW$. Здесь первая компонента (SL) – вариации, обусловленные суммарным действием касательных напряжений ветра, градиентов атмосферного давления и волновых напряжений, т.е. η из ADCIRC. Вторая компонента (CW) – высота гребней ветровых волн, которая дает положительную добавку к SL . В первом приближении CW можно оценить как $H_S/2$, где $H_S = 4\sqrt{E}$ – высота значительных волн (SWH) из модели SWAN. С прикладной точки зрения, TSL дает более адекватную оценку вариаций уровня моря, поскольку включает низкочастотную и высокочастотную составляющие.

Анализ результатов численных экспериментов

В численных экспериментах использовалась неструктурированная расчетная сетка из 178 565 узлов (348 735 треугольных элементов), которая включает Азовское море и Керченский пролив (Рис. 1). Размер сторон треугольных ячеек изменялся в пределах 50–800 м. Шаги интегрирования по времени в ADCIRC и SWAN составляли 1 и 600, с соответственно. Угловое разрешение в SWAN принималось равным 10° . По частотной координате применялась сетка с 40 узлами в диапазоне частот 0,03 – 1,4 Гц. Использовались два значения параметра Маннинга: 0,025 – для морского дна; 0,10 – для суши. С целью повышения устойчивости численного алгоритма весовой множитель τ_0 в уравнении (3) задавался в виде $\tau_0 = 0,03 + 1,5C_d \sqrt{U^2 + V^2}/H$.

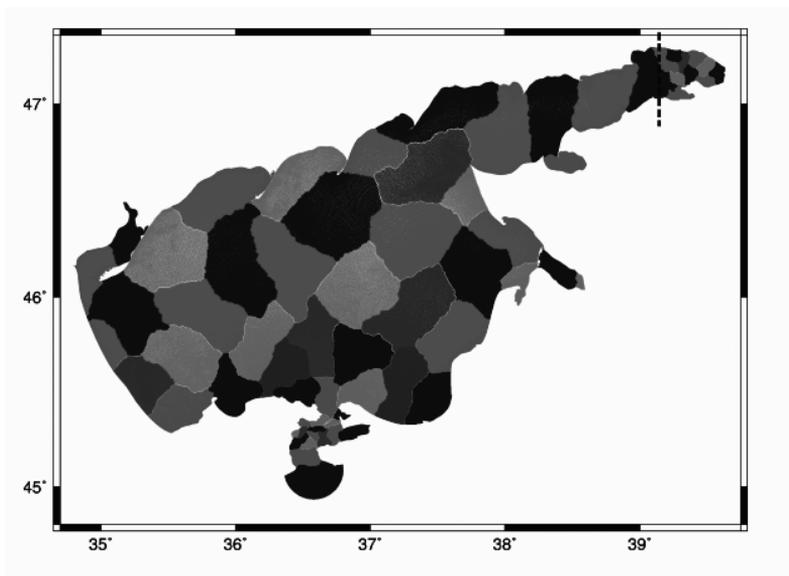


Рис. 1. Неструктурированная расчетная сетка.

Модель ADCIRC содержит два настроечных параметра: H_{\min} – глубина моря, при которой расчетная ячейка считается закрытой и не используется в вычислениях; U_{\min} – пороговое значение скорости течений, при котором ячейка открывается для заполнения. Следуя рекомендациям [7], эти параметры принимались равными 0,1 м и 0,01 м/с, соответственно.

На южной границе Керченского пролива использовалось условие свободного прохождения. Поскольку в настоящей работе исследовались только морские наводнения, то влияние речного стока на затопление дельты Дона не учитывалось. Как показали предварительные численные эксперименты, при средних величинах расхода воды р. Дон ($\sim 700 \text{ м}^3/\text{с}$) [4] речной сток не оказывает заметного влияния на исследуемые ниже процессы.

Была выполнена серия численных экспериментов по моделированию ветрового волнения и уровня Азовского моря для экстремальной штормовой ситуации, которая возникла 24–25 сентября 2014 г. и была вызвана прохождением над морем быстрого и достаточно глубокого циклона, который сформировался в западной части Черного моря.

В качестве атмосферного форсинга использовались поля приводного ветра и атмосферного давления из региональной модели WRF (сайт esobase.org.ua) за 20–28 сентября 2014 г с шагом 7 км по пространству и дискретностью 3 ч по времени. По данным WRF максимальная скорость

ветра в Таганрогском заливе в указанный период времени изменялась в пределах от 17 м/с в районе дельты Дона до 21 м/с в Должанском проливе.

На Рис. 2 показан временной ход скорости и направления ветра из модели WRF для района дельты Дона за период 20–28 сентября 2014 г. Здесь направление ветра отсчитывается относительно x -оси, направленной на восток, против часовой стрелки. Как видно, в первые 90 ч преобладал восточный и юго-восточный ветер со скоростью $\sim 7,5$ м/с. Далее в течение суток скорость ветра увеличилась до 17 м/с. Затем произошла резкая смена направления ветра с юго-восточного на западное, что создало благоприятные условия для формирования в вершине залива сильного штормового нагона.

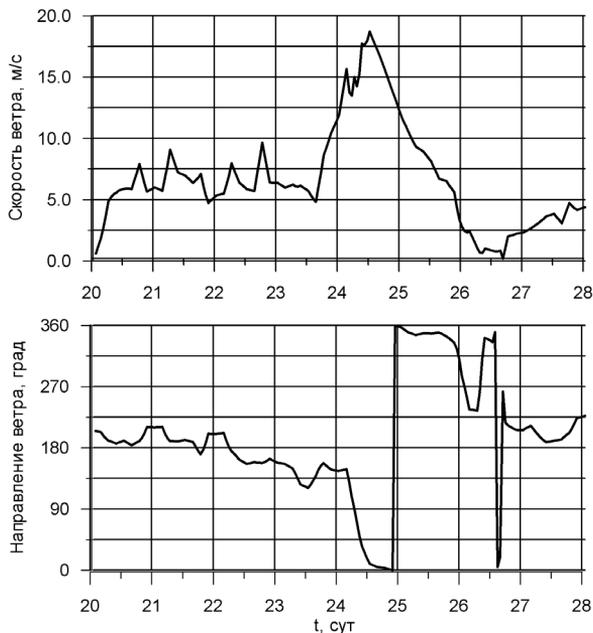


Рис. 2. Модельные значения скорости и направления ветра в районе дельты Дона в период 20–28 сентября 2014 г.

Численные эксперименты проводились с нулевыми начальными условиями. В первом эксперименте (E1) связи между ADCIRC и SWAN не включались и, таким образом, механизмы взаимодействия между течениями, уровнем моря и ветровым волнением не учитывались. Во втором эксперименте (E2) эти механизмы были учтены. Кроме того, в эксперименте E1 задавался постоянный масштаб шероховатости дна $k_N = 0,01$ м, а в эксперименте E2 для параметра k_N использовалась формула (10).

Анализ результатов численных экспериментов показал, что на протяжении первых 3,5 сут. в заливе происходил общий спад уровня моря и на его фоне возникали затухающие колебания. Далее 24 сентября в первой половине дня начался подъем уровня моря, обусловленный резкой сменой направления ветра со сгонного на нагонное. Начиная с 25 сентября, скорость ветра стала уменьшаться, что привело к постепенному спаду уровня в заливе.

На Рис. 3–6 показана конфигурация дельты Дона для 4-х характерных моментов времени. При построении этих полей использовалась следующая процедура. В каждый момент времени динамическая глубина H во всех узлах сетки сопоставлялась с константой H_{\min} . Если одновременно для всех 3-х узлов ячейки сетки выполнялось условие $H > H_{\min}$, то эта ячейка считалась затопленной. Как видно, заметные очаги затопления в дельте Дона начинают возникать, начиная с 25 сентября. При этом большему затоплению подвержены западная и северная части дельты.



Рис. 3.
Конфигурация дельты
Дона 24 сентября 2014 г
в 00:00.



Рис. 4.
Конфигурация дельты
Дона 25 сентября 2014 г
в 00:00



Рис. 5.
Конфигурация дельты Дона 25 сентября 2014 г в 12:00



Рис. 6.
Конфигурация дельты Дона 27 сентября 2014 г в 00:00

Для количественной оценки изменения во времени площади затопления дельты Дона рассматривался интегральный показатель

$$FI(t) = \left(1 - \frac{S(t)}{S(0)}\right) \cdot 100\%, \quad \text{где } S(t) = \iint_{\Omega} \delta_d(x, y, t) dx dy, \quad (11)$$

$$\delta_d(x, y, t) = \begin{cases} 1, & H(x, y, t) \leq H_{\min} \\ 0, & H(x, y, t) > H_{\min} \end{cases}$$

Здесь величина $S(t)$ – площадь суши в момент времени t ; $S(0)$ – площадь суши в начальный момент времени. H_{\min} – минимальная глубина в алгоритме затопления-осушения модели ADCIRC. Интегрирование проводится по области Ω , западная граница которой показана на Рис. 1 вертикальной штриховой линией. Показатель FI дает в процентном выражении измене-

ние во времени суммы площадей всех участков суши, которые входят в дельту. Если происходит осушение дна, то $S(t) > S(0)$ и показатель FI становится отрицательным.

На Рис. 7 приведена зависимость показателя затопления дельты Дона от времени для периода 20–28 сентября 2015 г. Черная кривая – эксперимент E2, серая кривая – эксперимент E1. Как видно, с 20 по 23 сентября включительно в районе дельты преобладали сгонные процессы, что проявлялось в периодическом увеличении площади суши на 5–8 %. Далее, после смены направления ветра, началось резкое затопление дельты и в течение следующих суток площадь дельты сократилась примерно на 40 %. После этого скорость затопления уменьшилась и в продолжении следующих двух суток площадь суши сократилась еще на 10%. Сопоставление кривых на Рис. 7 показывает, что учет механизмов взаимодействия ускоряет процесс затопления и увеличивает площадь затопления дельты на 4 %.

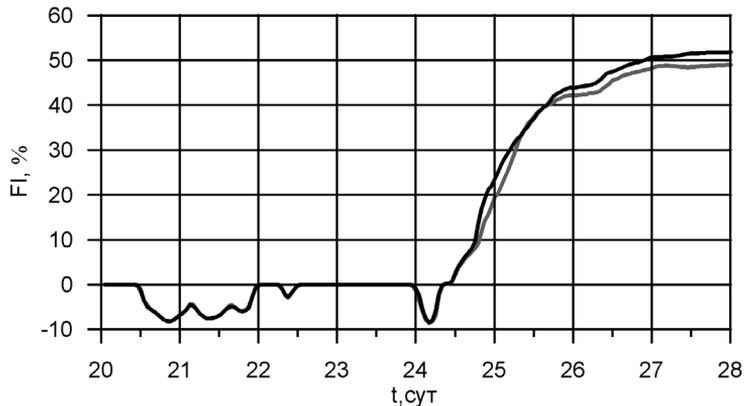


Рис. 7. Зависимость показателя затопления дельты Дона FI от времени для периода 20–28 сентября 2015 г.

Для оценки средних по области Ω значений SL , SWH , TSL использовался функционал вида

$$\bar{\psi}(t) = \frac{\iint_{\Omega} \psi(x, y, t) \cdot \delta_w(x, y, t) dx dy}{\iint_{\Omega} \delta_w(x, y, t) dx dy}, \text{ где}$$

$$\delta_w(x, y, t) = \begin{cases} 0, & H(x, y, t) \leq H_{\min} \\ 1, & H(x, y, t) > H_{\min} \end{cases} \quad (12)$$

На Рис. 8 приведены зависимости \overline{SL} от времени для эксперимента E2 (черная кривая) и E1 (серая кривая). В эксперименте E2 значения \overline{SL} во всех точках на 5–6 см больше соответствующих максимумов SL в эксперименте E1. Таким образом, для рассматриваемой акватории вклад волновых напряжений в возвышение уровня моря незначителен, что вполне согласуется с классическими представлениями о малой величине волнового нагона в бассейнах с отмылым дном, каковым является Таганрогский залив.

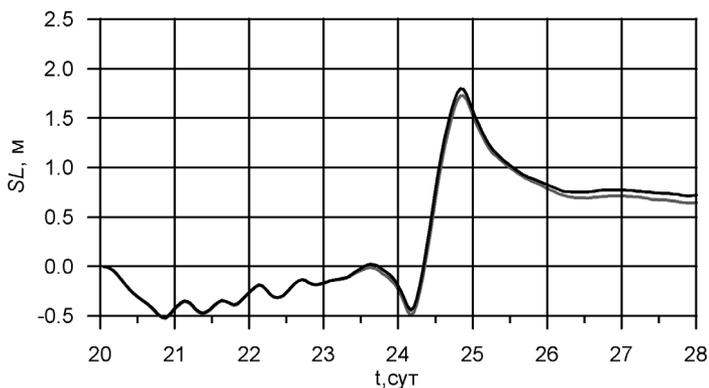


Рис. 8. Зависимость \overline{SL} (м) от времени для периода 20–28 сентября 2014 г.

На Рис. 9 представлены зависимости \overline{SWH} от времени для экспериментов E2 (черная кривая) и E1 (серая кривая). Как видно, для штормового периода (24–25 сентября) эксперимент E2 дает более интенсивное ветровое волнение по сравнению с экспериментом E1. Максимум \overline{SWH} в эксперименте E2 на 35% больше соответствующего максимума в эксперименте E1. Для выяснения причины возникновения этого эффекта был выполнен дополнительный численный эксперимент (E3) в котором, в отличие от E2 в

модели SWAN не учитывался уровень моря η . Зависимость \overline{SWH} от времени для эксперимента E3 показана штриховой кривой. Она практически совпадает с кривой для эксперимента E1.

Физический смысл этого результата вполне очевиден. Для Таганрогского залива типичны участки дна с глубинами ~ 2 м, где ветровое волнение не может быть значительным вследствие сильных диссипативных эффектов. В тоже время при подъемах уровня моря на 1,5–2 м и более динамические глубины здесь могут увеличиваться в 2 раза. Очевидно, что ветровые волны на глубинах 3–4 м будут иметь бóльшие высоты по сравнению с ветровыми волнами на глубинах 2 м. Иными словами, штормовой нагон создает условия для интенсификации ветрового волнения в заливе вследствие общего подъема уровня моря.

Зависимость \overline{TSL} от времени для эксперимента E2 показана на Рис. 10. Как видно, максимальное значение $\overline{TSL} = 2,25$ м достигается 24 сентября во второй половине дня. Это хорошо согласуется с измерениями на гидрометеорологической станции Таганрог, где максимальное повышение уровня наблюдалось 24 сентября в 18 ч и составило 2,5 м. Сравнение кривых на рис. 8 и 10 показывает, что в период максимального развития шторма вклад ветрового волнения в полный уровень достигает 20%.

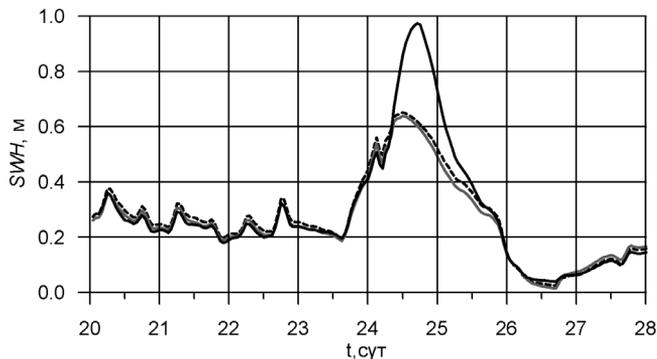


Рис. 9. Зависимость \overline{SWH} от времени для периода 20–28 сентября 2014 г.

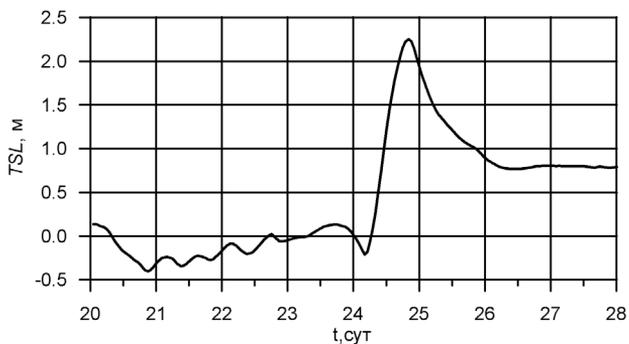


Рис. 10. Зависимость \overline{TSL} от времени для периода 20–28 сентября 2014 г.

Заключение

С помощью совместной модели ADCIRC+SWAN выполнено численное моделирование колебаний уровня моря и ветрового волнения в Таганрогском заливе с учетом механизмов затопления и осушения. Расчеты проведены на неструктурированной сетке с высоким разрешением. В качестве форсинга использованы поля ветра и атмосферного давления для синоптической ситуации 20–28 сентября 2014 г. из региональной атмосферной модели WRF.

Анализ результатов моделирования показал следующее. В период шторма наибольшему затоплению подвержены западная и северная части дельты Дона. Площадь затопления дельты превышает 50 %. Учет взаимодействия штормового нагона и ветрового волнения ускоряет процесс затопления, увеличивает площадь затопления дельты и приводит к интенсификации ветрового волнения в вершине залива вследствие общего подъема уровня моря. Волновые напряжения не вносят заметного вклада в величину штормового нагона.

Представленная в работе совместная модель может быть адаптирована для задач оперативного прогноза штормовых нагонов и ветрового волнения в Азовском море, включая прогноз затопления прибрежных территорий.

SEA LEVEL AND WIND WAVES CALCULATIONS IN TAGANROG BAY WITH THE USE OF COUPLING MODEL

Fomin V.V.

The level and wind waves calculations in Taganrog Bay were carried out with the use of a coupling numerical model. The model is implemented on an unstructured mesh with high spatial resolution. The data of atmospheric model that correspond to the extreme storm on September 24–25, 2014, are used for the forcing. It is shown that the western and northern parts of the Don delta were more flooded. If interaction of storm surge and wind waves are taken into consideration, the area of the delta flooding is increased and the intensification of wind-generated waves in the bay takes place as a result of the general rise of the sea level.

Литература

1. Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н., Горбач С.Б. Гидрометеорологические условия морей Украины: Т. 1. Азовское море / Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н., Горбач С.Б. – Севастополь, 2009. 401 с.
2. Матишов Г.Г. Керченский пролив и дельта Дона: безопасность коммуникаций и населения. Вестник Южного научного центра РАН, 2015, Т. 11, № 1, с. 6 – 15.
3. Матишов Г.Г., Чикин А.Л., Бердников С.В., Швердяев И.В., Клецников А.В. Кириллова Е.Э. Экстремальное затопление дельты Дона весной 2013 г.: хронология, условия формирования и последствия. Вестник Южного научного центра РАН, 2014, Т. 10, № 1, с. 17 – 24.
4. Филиппов Ю.Г. Л.П. Расчеты уровня в восточной части Таганрогского залива. Труды ГОИН, Вып. 215, 2014, с. 136 – 143.
5. Фомин В.В., Полозок А.А. Технология моделирования штормовых нагонов и ветрового волнения в Азовском море на неструктурированных сетках. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, 2013, Вып. 27, с. 39 – 145.
6. Booij N., Ris R.C., Holthuijsen L.H. A third-generation wave model for coastal regions. Model description and validation. J. Geophys. Res., 1999, 104 (C4), pp. 7649 – 7666.

7. Dietrich J.C., Kolar R.L., Luettich R.A. Assessment of ADCIRC's Wetting and Drying Algorithm. Proceedings of the XV International Conference on Computational Methods in Water Resources, 2004, vol. 2, pp. 1767 – 177.
8. Dietrich J.C., Zijlema M., Westerink J.J., Holthuijsen L.H., Dawson C., Luettich R.A., Jensen Jr.R., Smith J.M., Stelling G.S., Stone G.W. Modeling Hurricane Waves and Storm Surge using Integrally-Coupled, Scalable Computations. Coastal Engineering, 2011, vol. 58, No. 1, pp. 45 – 65.
9. Fomin V.V., Polozok A.A., Kamyshnikov R.V. Wave and Storm Surge Modelling for Sea of Azov with use of ADCIRC+SWAN. Collection of articles of the II International conference «Geoinformation Sciences and Environmental Development: New Approaches, Methods, Technologies», Rostov-on-Don, 2014, pp. 111 – 116.
10. Grant W.D., Madsen O.S. Movable bed roughness in unsteady oscillatory flow. J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, pp. 469 – 481.
11. Holthuijsen L.H. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge University Press: Cambridge, 2007, <http://www.cambridge.org/9780521860284>.
12. Kerr P.C., Martyr R.C., Donahue A.S., Hope M.E., Westerink J.J., Luettich R. A., Kennedy A.B., Dietrich J.C., Dawson C., Westerink H.J. U.S. IOOS coastal and ocean modeling testbed: Evaluation of tide, wave and hurricane surge response sensitivities to mesh resolution and friction in the Gulf of Mexico. J. Geophys. Res. Oceans, 2013, 118, pp. 4633 – 4661, doi:10.1002/jgrc.20305.
13. Luettich R.A., Westerink J.J. Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC, 2004, URL: http://adcirc.org/adcirc_theory_2004_12_08.pdf.
14. Luettich R.A., Westerink J.J., Scheffner N.W. ADCIRC: an advanced three-dimensional circulation model for shelves coasts and estuaries, report 1: theory and methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL. – Dredging Research Program Technical Report DRP-92-6, U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, 1992, 137 p.
15. Zijlema M. Computation of wind-wave spectra in coastal waters with SWAN on unstructured grids. Coastal Engineering, 2010, vol. 57, No. 3, pp. 267 – 277.

ВРЕМЕННАЯ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ДИНАМИКА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ И МИКРОБИОТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЕЙ ПРИ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КРЫМА

*Рябинин А.И.¹, Мальченко Ю.А.¹, Смирнова Л.Л.¹,
Боброва С.А.¹, Данилова Е.А.²*

¹ Севастопольское отделение Государственного океанографического института имени Н.Н.Зубова

² Институт ядерной физики АН Республики Узбекистан

Показаны результаты комплексного биогеохимического мониторинга потоков веществ, выпадающих из атмосферы, а также находящихся в составе взвешенных частиц (аэрозолей), проведенного в 2010–2011 гг. на фоновой точке в г. Севастополе, а также на морской платформе в районе п.Кацивели. В пробах аэрозолей и выпадений были определены показатели гранулометрического состава (счетная и объемная концентрация аэрозолей), химический состав аэрозолей (элементы: Na, K, Rb, Cs, Cu, Ag, Au, Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Hg, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Th, U, Hf, Ta, As, Sb, W, Cr, Mo, Se, Mn, Cl, Br, I, Fe, Co, Ni и формы фосфора). Кроме того, в отобранных пробах был определен состав биоты, участвующей в биогеохимическом круговороте веществ в прибрежных районах. Полученные результаты позволили выявить сезонные особенности биогеохимических циклов с участием аэрозолей, а также видовой состав биоты, участвующей в трансграничном переносе.

Многолетние исследования геохимической миграции морских атмосферных выпадений и аэрозолей, в т. ч. и в районах Черного моря, позволили выявить, в частности, элементный состав этих объектов, их химико-океанографическое и экологическое значение, как загрязняющих веществ [1–10], а также микробиоты [11, 12].

В соответствии с сформулированной научной проблемой, в 2004–2009 гг. был проведен мониторинг объектов биосферы г.Севастополя [8]. В частности, была изучена временная изменчивость концентраций макро- и микроэлементов (Na, K, Rb, Cs, Cu, Ag, Au, Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Hg, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Th, U, Hf, Ta, As, Sb, W, Cr, Mo, Se, Mn, Cl, Br, I, Fe, Co, Ni) в атмосферных выпадениях на водную поверхность. В 2007 г. работы по этой же программе были выполнены на Южном берегу Крыма в районе пгт. Гурзуф (ДООЦ «Артек»). Сравнение результатов, полученных на разнесенных в пространстве пунктах мониторинга, позволило выявить циклический, немонотонный характер изменения химического и микробиологического состава атмо-

сферных выпадений, имеющего, наряду с сезонным циклом, выраженные компоненты, связанные с поступлением морских аэрозолей. Поступление элементов в атмосферный воздух, в зависимости от их соотношения, может проявляться как в усилении терапевтического эффекта курортных регионов, так и приводить к обратному эффекту [2]. Помимо этого, выпадение микроэлементов на водную поверхность источников питьевого водоснабжения, большинство из которых хоть и расположены в охраняемых зонах, совершенно не защищены от прямых выпадений токсичных элементов с атмосферными осадками и аэрозолями. Также впервые (2008, 2009 гг.) в атмосферных выпадениях в г. Севастополе была выявлена микробиота: споры, цисты, единичные клетки и их ассоциации, а также плесневые грибы, цианобактерии семейства *Oscillatoriaceae*, а доминирующие ассоциации микроводорослей (*Trentepohlia* и *Haematococcus*), образующие красные и оранжевые пигменты, имели сезонные и межгодовые различия. Грибы и лишайники концентрировали Hg, Cu, Cr, Ni, Ca, U, Th, а нитчатые цианобактерии – As, Au, Mo, Ta, Br [8].

Изучение физико-химических и микробиотических характеристик аэрозолей в современный период проявляется как важная задача океанографии и экологии в связи с возникшими перед цивилизацией проблемами изменения климата [10]. Аэрозоли активизируют в атмосфере парниковый эффект и, имея сложный многоэлементный химический и микробиотический составы, участвуют в трансграничном переносе загрязняющих веществ. Наиболее значимым источником аэрозолей признана поверхность морей и океанов, которой по оценке [10] генерируется аэрозолей до 10^{13} т/год, мигрирующих и в атмосферу континентов. Поэтому изучение динамики указанных характеристик во времени и пространстве в береговых зонах Черного моря является практически значимым для медико-географических проблем [2]. В СО ФГБУ «ГОИН» изучение пространственно-временной динамики аэрозолей в Черном, Средиземном, Карибском морях и Тихом океане изучались с применением нейтронно-активационного и рентгенорадиометрического методов анализа в периоды морских экспедиций [1,5] и в период мониторинга в Крыму, в которых результаты анализа представлены значениями концентраций в мкг/м^3 . Более 30 химических элементов впервые в аэрозолях в регионе г. Севастополя были определены такими методами совместно с микробиотическими показателями [12] и в форме результатов химических анализов, представленных за период 2010 и 2011 гг. в единицах (нМ/м^3).

В процессе миграции в приземных слоях атмосферы аэрозоли обогащаются микробиотой и транспортируют микроорганизмы в воздушных потоках на большие расстояния, сохраняя биоразнообразие в биосфере Земли. Микробиота в составе аэрозолей мигрирует в виде неактивных форм – цист, спор и жизнеспособных клеток. В проведенных ранее исследованиях было показано, что аэрозоль может служить местом обитания фототрофных организмов – в основном зеленых микроводорослей и цианобактерий (нитчатые и одноклеточ-

ные), которые устойчивы к экстремальным условиям обитания [12]. Они используют различные механизмы адаптации: образуют защитные пигменты, толстые клеточные стенки и защитные слизистые оболочки. В процессе миграции зеленые водоросли родов *Coelastrum*, *Trentepohlia* образуют ассоциации с гифами микромицетов, отмечено взаимовыгодное партнерство зеленых аэрофитных водорослей рода *Trentepohlia* с микромицетами – лишайники [11, 12].

Цели исследований

1. Систематизировать результаты измерения гранулометрического состава аэрозолей атмосферы г. Севастополя и ЮБК.

2. Изучение закономерностей временной (различного масштаба) и пространственной динамики молярных концентраций (нМ/м^3) многоэлементного химического комплекса в пределах (Na – U) Периодической системы Д.И. Менделеева содержащегося в аэрозолях г. Севастополя и Южного Берега Крыма (ФГБУН «МГИ» РАН) в 2010 и 2011 гг.

3. Оценить концентрации микроэлементов величинами (нМ/м^3) в аэрозолях открытых районов Средиземного и Карибского морей, Тихого и Атлантического океанов. Пробы аэрозолей проанализированы многоэлементным нейтронно-активационным методом (СО ФГБУ «ГОИН» и Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН).

4. Оценить зависимость концентраций элементов в аэрозолях от объемной концентрации аэрозоля заданной размерной группы.

5. Исследовать состав микробиоты аэрозолей в 2010 и 2011 гг. в районе г. Севастополя.

Материалы и методы

1. Измерение гранулометрического состава аэрозолей выполнялось с использованием лазерного измерителя дисперсности ИДЛ-1М, являющегося совместной разработкой Института коллоидной химии и химии воды им. А.В. Думанского (г. Киев) и ФГБУ «ГОИН» им. Н.Н. Зубова [2]. Измерения размерного спектра аэрозолей выполнялись в дневное время с дискретностью равной 3 минутам. Всего за описываемый период было выполнено свыше 20000 измерений размерного спектра аэрозолей. Параллельно с измерением гранулометрического состава аэрозолей выполнялся сбор метеоинформации с автоматической метеостанции. Данные по основным метеопараметрам (температура воздуха, влажность, давление, направление и скорость ветра), с дискретностью 5 мин. считывались с автоматической метеостанции, расположенной в центре г. Севастополя, передающей данные на информационный портал.

Отбор проб аэрозолей для исследования химического и микробиологического состава аэрозолей осуществлялся методом фильтрации атмосферного

воздуха с применением фильтровальной установки, разработанной в ФГБУ «ГОИН», позволяющей выполнять отбор проб на 3 фильтра типа АФА-РМПЗ, установленных параллельно. Общая скорость прокачки воздуха через устройство составляла $16 \text{ м}^3/\text{час}$. Всего в 2010 и 2011 гг. было отобрано 84 пробы: в марте – апреле 2010 г. в г. Севастополе – 36 проб; в июле 2010 г. на морской платформе в п. Кацивели – 6 проб; в июле – августе 2011 г. в г. Севастополе – 42 пробы.

2. В марте – апреле 2010 г. отобраны 12 проб аэрозолей в г. Севастополе и в июле 2010 г. 2 пробы аэрозолей на платформе в п. Кацивели (ФГБУН «МГИ» РАН) на Южном берегу Крыма для нейтронно-активационного и рентгенорадиометрического анализов на содержание химических элементов, в июле – августе 2011 г. отобрано 14 проб аэрозолей для их аналогичного анализа ядерно-физическими методами и 14 проб аэрозолей для определения ортофосфатов фотометрическим методом.

В 11 пробах аэрозолей Средиземного моря (1983 г. СО ГОИН) Cr, Co, Zn, Ag, Sn, Hg пересчитаны концентрации с $\text{мкг}/\text{м}^3$; в 8 пробах Тихого океана (1984 и 1985 гг. СО ГОИН) у Cr, Fe, Co, Zn, Se, Ag, Ba, Ce, Tb, Au также пересчитаны как и у проб аэрозолей Черного и Средиземного морей. Пробы аэрозолей Тихого и Атлантического океанов (1979 г. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН) для Fe, Mg, K, Na, Zn, Mn, Cu, Ba, Cr, Rb, Hg, As, Th, Se, Co, Cs, Sc, Hf, Sb, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, пересчитаны из $\text{нг}/\text{м}^3$ в $\text{нМ}/\text{м}^3$ [4, 6]. Также пересчитаны 2 пробы Карибского моря (1984, 1985 гг. СО ГОИН) [6].

Пробы аэрозолей отбирались фильтрацией воздуха в центре г. Севастополя на высоте 103 м над уровнем моря по методике [2]. Анализ проб осуществлялся на содержание комплекса химических элементов многоэлементным нейтронно-активационным методом и рентгенорадиометрическим методом (Sr) в Институте ядерной физики АН Республики Узбекистан по методике [9]. Анализ проб на содержание фосфора осуществлен фотометрическим методом.

3. Для микробиологических исследований фильтр помещали в стерильную пробирку с физиологическим раствором (0,9 % хлористый натрий), состав которого благоприятен для развития аэрофильных микроорганизмов, живущих в среде со следовыми количествами питательных элементов. Инкубацию суспензий проводили при естественном солнечном освещении при температуре $18\text{--}20^\circ\text{C}$ зимой и $25\text{--}28^\circ\text{C}$ – летом. Морфологические особенности микроорганизмов исследовали методом «живой капли» с помощью световой микроскопии при различных увеличениях. Зеленые водоросли идентифицировали по стандартным морфологическим признакам: организация колонии и тип деления клеток [11, 12].

Результаты исследований:

1. Размерный спектр аэрозолей

Как показали результаты исследования гранулометрического состава, счетная концентрация аэрозолей имеет экспоненциальный характер распределения. В области крупных размеров частиц, они регистрировались лишь в единичных случаях, независимо от места наблюдения и сезона.

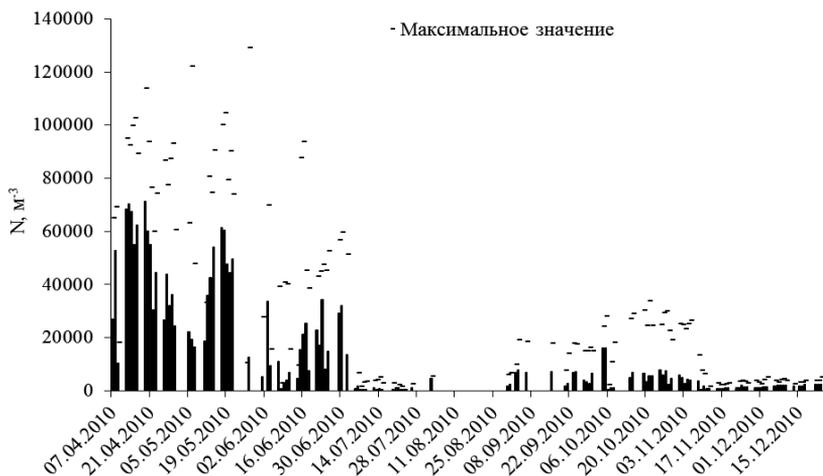


Рис. 1. Диаграмма изменения счетной концентрации аэрозолей в воздухе г. Севастополя в 2010 г.

На Рис. 1 представлены средние значения счетной концентрации аэрозолей. Также, на рисунке показаны экстремальные (максимальные) значения показателей, наблюдавшиеся в единичных случаях во время проведения измерений. Наиболее высокие средние значения объемной концентрации аэрозолей были отмечены в весенний и раннеосенний период. Величина показателя в июне и октябре, в 3–4 раза превышает наблюдавшееся в остальное время. Отмеченные сезонные особенности не характерны для показателя счетной концентрации аэрозолей. Весенний максимум общего содержания аэрозольных частиц смещен относительно максимума объемной концентрации на месяц и наблюдается в апреле-мае, а осенний максимум вообще не наблюдается.

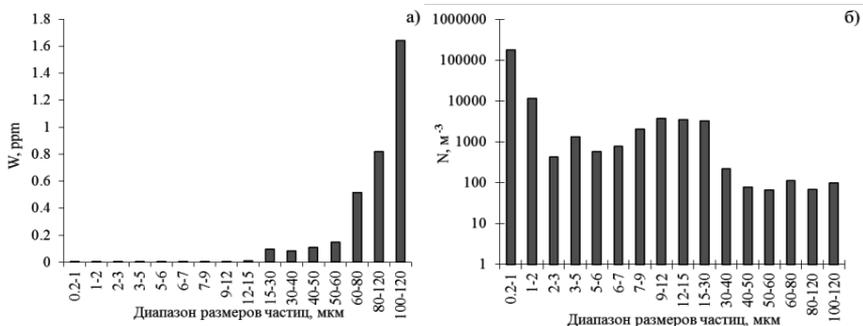


Рис. 2. Плотность распределения величин объемной (а) и счетной (б) концентраций аэрозолей.

Различия сезонного хода показателей состава аэрозолей обусловлено качественными различиями их состава. Гистограммы распределения объемной и счетной концентрации аэрозолей во всей области изученного размерного спектра показаны на Рис. 2. Максимум спектральной плотности объемной концентрации аэрозолей приходится на конец изученного размерного диапазона, где при среднем значении показателя 1,65 ppm, в отдельных пробах значение достигало величины 25 ppm.

Напротив, максимум счетной концентрации наблюдался в единичных измерениях, в которых отмечалось присутствие мелких частиц (<3 мкм). Увеличение показателя в области частиц размером <3 мкм, от более крупных частиц к более мелким, имеет логарифмический характер.

Описанные закономерности распределения с минимумом в области 3– 10 мкм не является неожиданным и отмечается различными авторами [2, 10]. Например, в центральной части Тихого океана в 100-метровом слое наблюдаются лишь единичные частицы размером 0,1–10 мкм.

На платформе ЭО МГИ в мае и июле 2010 г. была выполнена серия многосуточных непрерывных измерений размерного спектра аэрозолей. Диаграммы суточного хода счетной и объемной концентрации аэрозолей показаны на Рис. 3. На протяжении суток, представленные показатели не остаются стабильными. Спонтанные всплески счетной концентрации наблюдались в вечернее время при заходе Солнца. Напротив, объемная концентрация увеличивалась только в дневное время, оставаясь в остальное время суток практически постоянной.

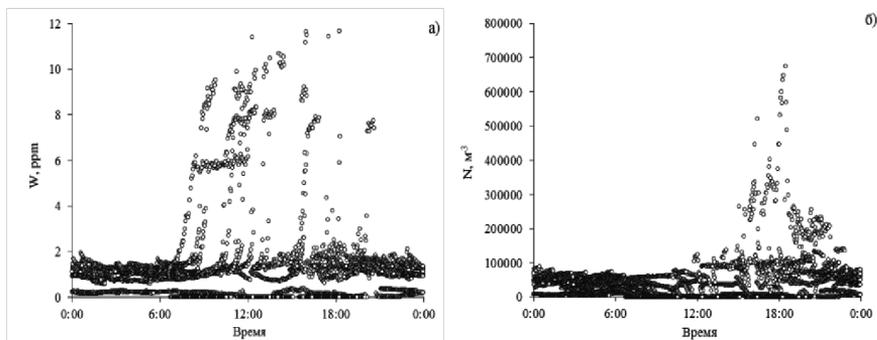


Рис. 3. Суточный объемной (а) и счетной (б) концентрации аэрозолей на морской платформе в районе пгт. Симеиз.

Суточный ход концентрации морских аэрозолей, по-видимому, связан с процессами газовой выделением при протекании фотосинтеза. Образующиеся капельные аэрозоли имеют относительно большие размеры, что приводит к увеличению объемной концентрации, наблюдавшееся днем. В вечернее время, увеличение счетной концентрации происходит под влиянием берегового бриза и большое количество мелкодисперсных аэрозолей, очевидно, имеет терригенное происхождение. Однако, то обстоятельство, что аэрозоли, регистрируемые даже на некотором удалении от берега, содержат терригенную компоненту, свидетельствует о невозможности однозначного разделения частиц различного происхождения только на основании данных об их размерном спектре.

Диаграмма распределения направления ветра в период выполнения измерений с 25 октября по 23 декабря 2010 г., привязанная к фрагменту карты местности, представлена на Рис.4. Из данных Рис.4. видно, что доминирующими в момент проведения измерений, были направления С – ССЗ и Ю – ЮЮВ. В соответствии с расположением пункта наблюдений, для первого направления расстояние от уреза воды составляет ~1,5 км, а для второго – ~13 км.

Сравнение данных о распределении объемной и счетной концентрации частиц показывает, что при юго-восточном направлении ветра, когда воздушные массы проходят значительное расстояние над поверхностью Гераклейского полуострова они обогащаются мелкодисперсными частицами, которые можно определить, как терригенную компоненту. Напротив, при ветрах северных румбов, основу аэрозолей составляют крупные частицы. За счет этого, объемная концентрация аэрозолей возрастает почти в два раза, а счетная, в свою очередь, уменьшается более чем в два раза.

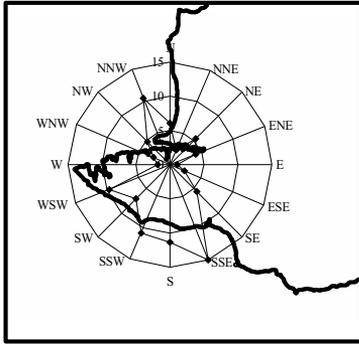


Рис. 4. Диаграмма распределения направления ветра в период выполнения измерений.

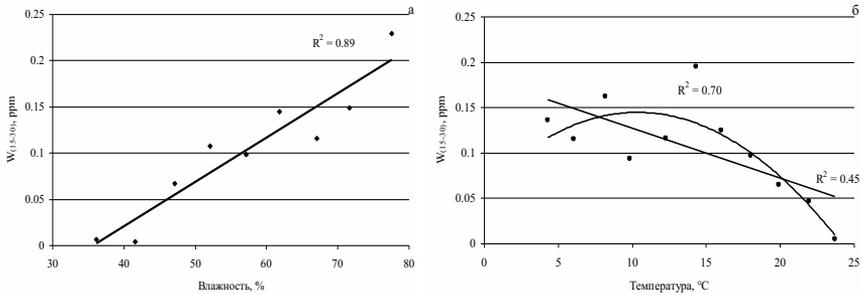


Рис. 5. График связи объемной концентрации с относительной влажностью и температурой воздуха.

Наиболее высокие коэффициенты корреляции (0,12 – 0,35) характерны для температуры и влажности воздуха и содержания аэрозолей в диапазоне спектральных групп 12–60 мкм. С учетом большого количества измерений (ок. 5000 измерений с дискретностью 3 мин) полученные зависимости могут считаться статистически значимыми. Графики связи влажности, температуры и объемной концентрации аэрозолей в размерной группе 15–30 мкм показаны на Рис. 5.

Для аэрозолей размерами 15–30 мкм и относительной влажности воздуха наблюдается прямая зависимость, близкая к линейной с достоверностью аппроксимации ~0,90. Для температуры воздуха характер зависимости более сложный и линейной моделью может быть описан только на отдельных участках при отрицательном угловом коэффициенте. В целом, достоверность аппроксимации данных линейной модели составляет величину 0,45. Для параболиче-

ской зависимости, представленной на Рис. 5б достоверность аппроксимации достигает величины 0,70 и, очевидно, эта модель уже может быть принята в качестве базовой при описании связи объемной доли аэрозолей с температурой воздуха. Схожие зависимости наблюдаются и для счетной концентрации аэрозолей с рассмотренными метеопараметрами (Рис. 6).

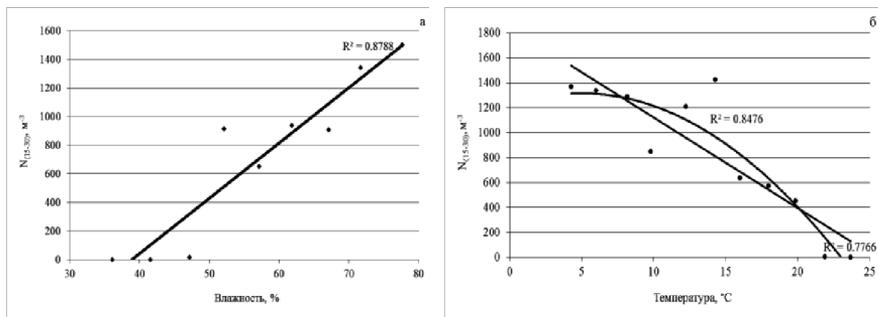


Рис. 6. График связи счетной концентрации с относительной влажностью и температурой воздуха.

2. Химический состав аэрозолей

Величины средних концентраций, рассчитанные из данных Табл. 1 и 2 представлены ниже величинами нМ/м³ за период март – апрель 2010 г. и июль–август 2011 г. соответственно:

Cl (3908; 1782), Ca (142; 259), Na (56.2; 44.6), K (24.1; 2.54); Fe (20.4; 48.9), Mg (–; <2.57), Zn (0.88; 0.94), Br (0.84; 1.18), Ni (0.80; 0.63), Mn (0.60; 0.39), Cu (0.56; 0.32), Ba (0.34; 0.27), Cr (0.29; 0.20), P (–; 0.26), Sr (0.15; 0.26), Mo (0.033; 0.0067), Sb (0.023; 0.011), Rb (0.020; 0.033), I (–; 0.049); Hg (0.011; 0.0060), Co (0.0070; 0.0069), Ce (0.0065; 0.0091), Se (0.0058; 0.0062), Sc (0.0057; 0.0052), Cd (0.0047; 0.0016), W (0.0047; –); La (0.0046; 0.0061), As (0.0039; 0.0052), Ag (0.0013; 0.00083), Hf (0.00097; –), Cs (0.00093; 0.0011), Th (0.00081; 0.0019), Sm (0.00041; 0.00059), U (0.00037, 0.00034), Eu (0.00019; 0.00019), Tb (0.00015; 0.000083), Au (0.00012; 0.00010), Yb (–; 0.00012); Ta (0.000057; 0.000076), Lu (0.000054; 0.000041). Эти данные показывают, что средние величины концентраций практически в два и более раз различаются для 15 элементов (Cl, Ca, K, Fe, Mn, Cu, Sr, Mo, Sb, Rb, Hg, Cd, Ag, Th, Tb). Остальные элементы из исследованных в данном случае, за исключением Cs, Sc и U, также различаются в величинах средних концентраций, хотя и значимо, но меньше, чем в 2 раза. Только три указанных выше элемента по средним концентрациям близки.

Изменчивость концентраций элементов приведена на Рис. 7. Диаграммы средних концентраций каждого элемента за определенные периоды монито-

ринга и значениями экстремальных концентраций. По аналогии с диаграммами (Рис. 7) представлены на (Рис. 8) диаграммы концентраций исследуемых нами элементов, входивших в состав аэрозолей над отдельными районами Тихого и Атлантического океанов, которые определены в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН [5], также в отдельных районах Тихого океана, Карибского и Средиземного морей – в СО ГОИН [1, 7]. Сравнение диаграмм (Рис. 7 и 8) показывает, что содержание элементов в аэрозолях береговой зоны Черного моря (Рис. 7) превышало содержание элементов в аэрозолях, исследованных в 70–80-тые годы XX столетия морей и океанов [1, 7, 11] на значимые величины (до 1 и более порядков), что можно объяснить и разницей в географическом положении, длительностью различий во времени, химико-физическим состоянием и, несомненно, влиянием различий в антропогенности. Перечисленные причины, естественно, порождают также экологические различия.

Химический многоэлементный состав аэрозолей Черного моря, определенный нами в ходе выполнения работ, были сопоставлены с более ранними наблюдениями, проводившимися в 1982 г. СО ГОИН [5], а также с данными полученными в 2010 г. ФГБУ «ГОИН» [10]. Пересчитанные величины концентраций [5, 10] в значение величин нМ/м³ представлены ниже в Табл. 1.

Таблица 1.

**Концентрация элементов в аэрозолях Черного моря
в период экспедиций 1982 г. [5] и в 2010 г. [11]**

Дата	Концентрации элементов, нМ/м ³					
	Cr	Fe	Co	Zn	Hg	Ba
29.III.1982 г.	1.0	32.2	0.068	5.35	0.15	0.66
01.IV.1982 г.	1.0	35.8	0.034	5.05	0.10	0.073
05.IV.1982 г.	1.35	26.8	0	4.13	0.15	0.66
07.IV.1982 г.	0.0	16.1	0.051	9.94	0.10	0
10.IV.1982 г.	0.0	12.5	0	5.50	0.10	1.02
2010 г.	1.25–1.92	45.6–59.1	0.025–0.028	1.68–3.44	0.052–0.077	0.36–0.36

Сравнение данных свидетельствует, что уровень содержания Fe к настоящему времени в аэрозолях возрастает до значимой величины (59.1 нМ/м³), так же при этом возросло содержание Cr, хотя и менее значимо, по сравнению с Fe, но снизилось за рассматриваемый период времени, содержание Zn, Hg, Ba и в меньшей степени Co.

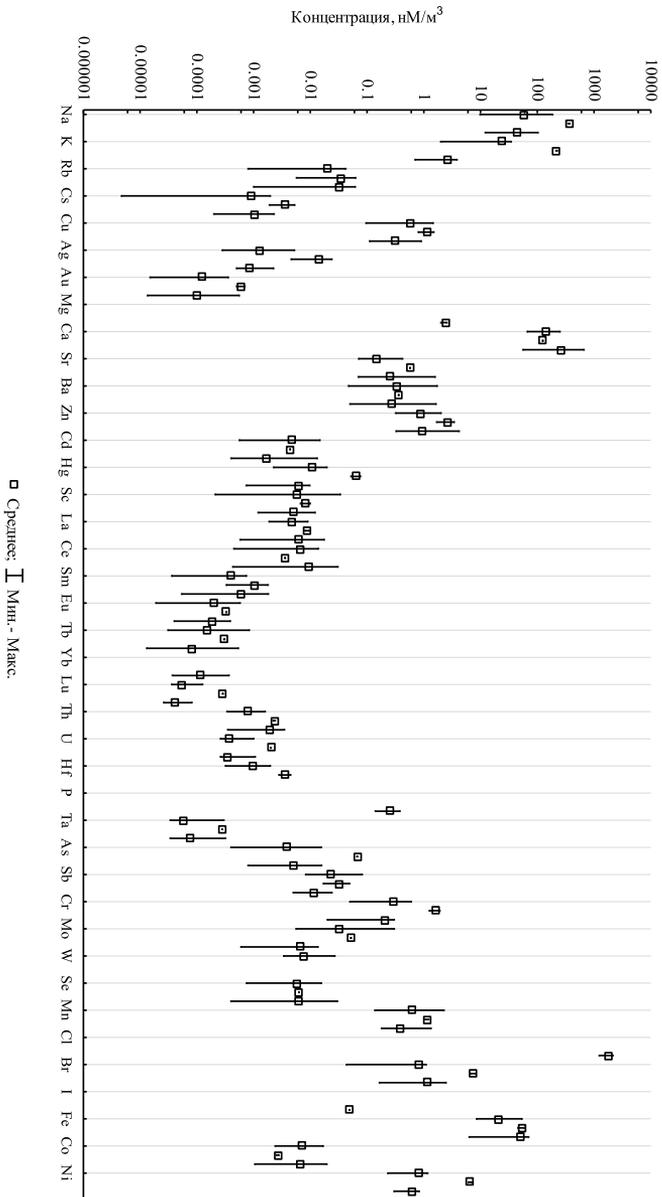


Рис. 7 Диаграмма изменчивости средних и экстремальных концентраций элементов в аэрозолях: г. Севастополя и ЮБК в 2010 г.; г. Севастополя 2011 г. (Табл. 1–3)

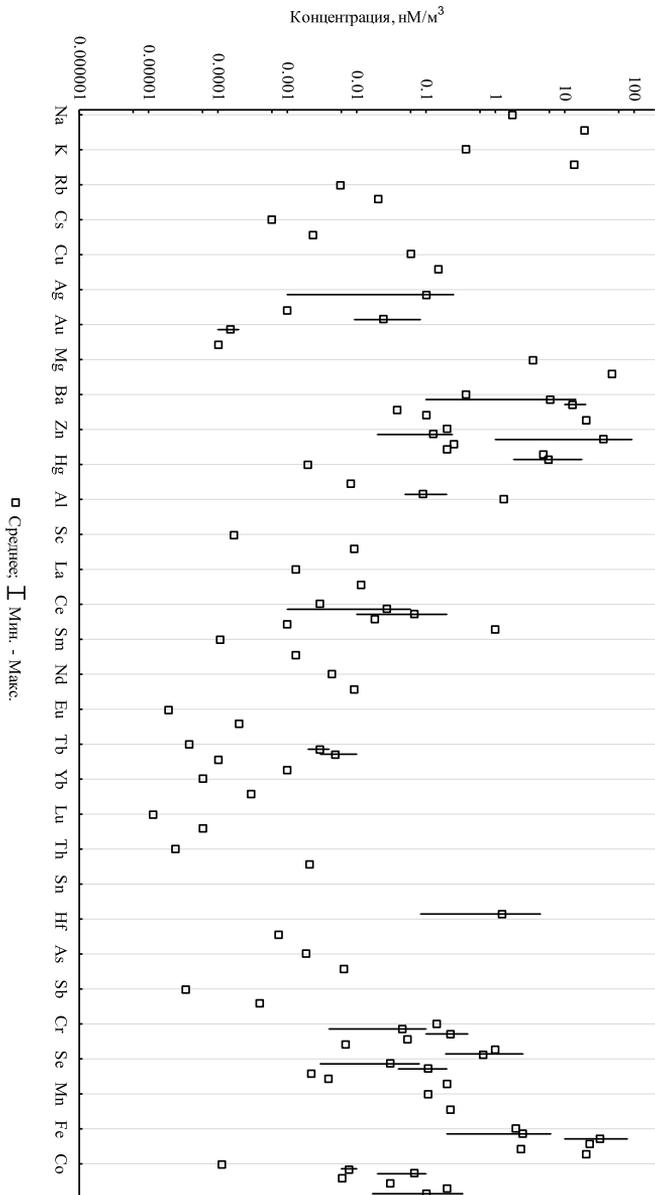


Рис. 8. Диаграмма изменчивости средних и экстремальных концентраций элементов в атмосфере Тихого океана в 1979 г., 1984 г., 1985 г.,

3. Физико-химический состав аэрозолей в 2010–2011 гг.

Характеристики закономерностей связей концентраций элементов (нМ/м^3) в аэрозолях с размерными величинами аэрозолей в динамике 15–30 мкм объёмной доли аэрозоля, на примере элементов Na, Ca, Zn, Hg, Fe, Cr, Ba, Cd, Eu, Th, U, Se. Эти данные представлены на Рис. 9 в форме диаграмм с осями – объёмная концентрация аэрозолей (W) – концентрация элементов (нМ/м^3) в этой доле. При этом размерная группа (15–30 мкм) была принята в исследовании диаграмм (Рис. 9а, б) в связи со значимой корреляцией с основными метеорологическими параметрами и, практически, постоянном присутствии её во всех измерениях размерного спектра аэрозолей.

Для четырех элементов из представленных на диаграммах Рис. 9 (Ca, Ba, Cr, Cd), концентрации которых варьировали в широких пределах (360 – 110 нМ/м^3 для Ca, 0,51 – 0,04 нМ/м^3 для Ba, 0,25 – 0,06 нМ/м^3 для Cr, 0,0015 – 0,0002 нМ/м^3 для Cd), характер связи концентрации с содержанием аэрозолей в диапазоне 15–30 мкм носила нелинейный характер с достаточно высокой доверительной вероятностью аппроксимации. Изменчивость концентраций других элементов (Рис. 9а, б) с изменением размера аэрозолей изменялись практически монотонно, уменьшаясь с увеличением размерности аэрозоля.

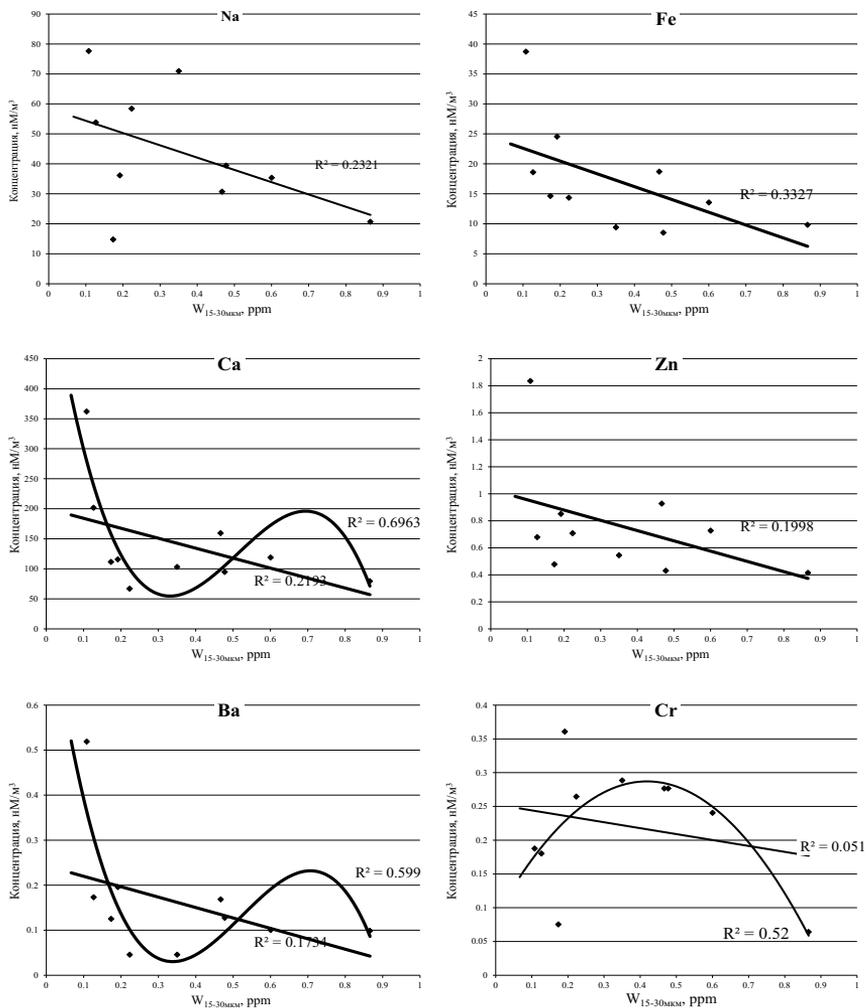


Рис. 9а. Диаграммы зависимостей концентраций элементов (Fe, Na, Ca, Zn, Ba, Cr) в аэрозолях от объемной концентрации частиц размерной группы 15–30 мкм этих аэрозолей.

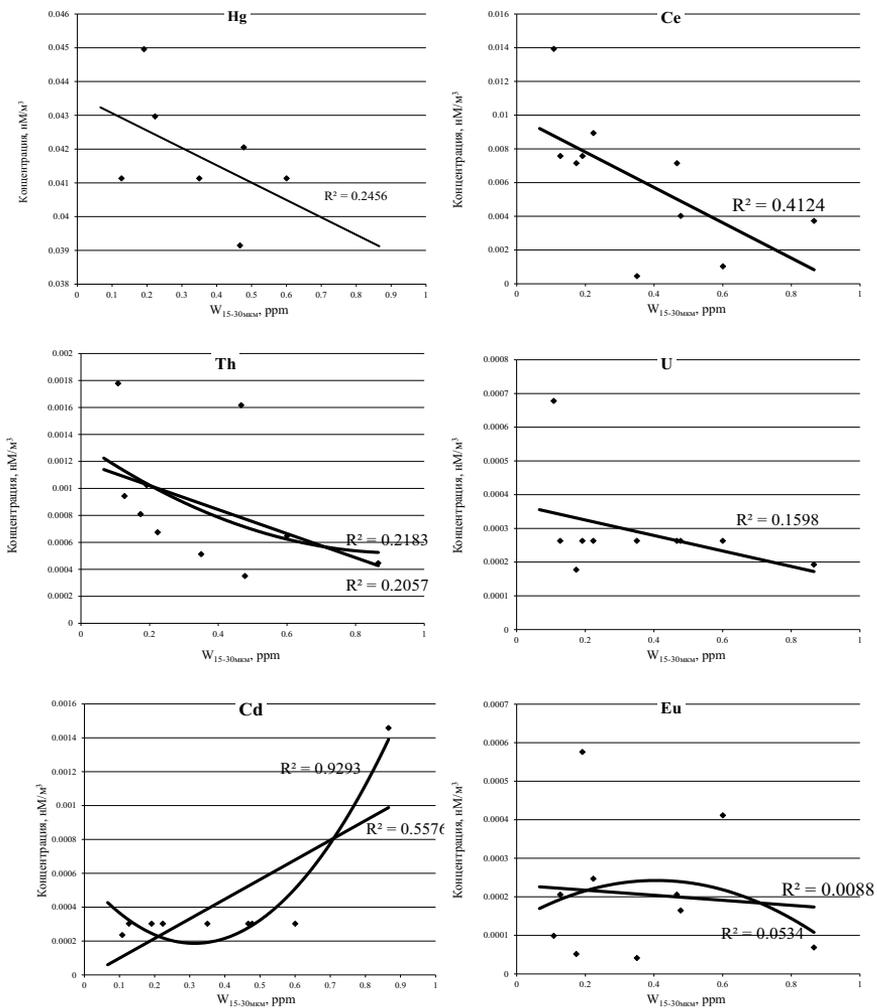


Рис. 96. Диаграммы зависимостей концентраций элементов (Hg, Ce, Th, U, Cd, Eu) в аэрозолях от объемной концентрации частиц размерной группы 15–30 мкм этих аэрозолей.

4. Микробиота в составе аэрозолей

На фильтрах аэрозолей фотосинтезирующая микробиота представлена цианобактериями, микроводорослями и их ассоциациями с микромицетами (Рис. 10 (А, Б, В)).

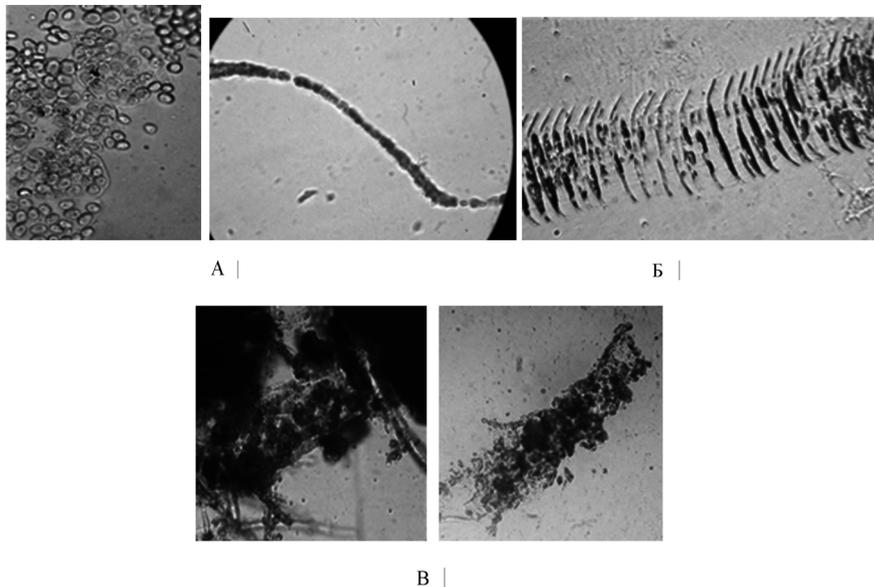


Рис.10А, Б, В. Микроводоросли в аэрозолях на фильтрах (x 600): А– кокковидные цианобактерии *Synechococcus* sp.; Б – сеплянки, род *Closterium*; В – лишайники: симбиоз зеленой водоросли, род *Trentepohlia* Martius и микромицет.

При теплых континентальных ветрах и переменной облачности в составе аэрозолей встречаются популяции мелких кокковидных клеток, образующих плотные бесформенные образования и цепочки (Рис.10,А). Единичные кокковидные клетки цианобактерий являются наиболее просто организованными видами с пластичными механизмами адаптации, они встречаются на всех исследованных фильтрах.

Зеленые водоросли, род *Closterium* (класс *Conjugatophyceae*) – сеплянки встречаются в пробах аэрозолей № 4, 5, 6, 9 (Табл. 2), как при низкой, так и высокой влажности воздуха. Популяции сеплянок формируют отдельные цепочки, образованные рядами серповидных клеток (Рис. 10Б). Представители рода *Closterium* – одиночные быстро размножающиеся клетки, объединенные слизистым чехлом, который, позволяет сохранять достаточное количество влаги длительный период времени.

Споровые зеленые водоросли рода *Trentepohlia* распространены в средиземноморском и тропическом регионах, однако в составе лишайников они способны мигрировать на большие расстояния. Лишайники – это симбиоз микроводоросли (фитобионт) и микромицета (микобионт), (Рис. 10В). Основная функция разветвленной структуры гифов микобионта, в лишайниках – защищать фитобионт от интенсивного солнечного излучения и поставлять микроэлементы, так же мигрирующие в атмосфере в составе аэрозолей. Функция фитобионта – синтез из атмосферного азота и углекислого газа биогенных соединений, необходимых для жизнедеятельности всего организма – лишайника.

Лишайники относятся к медленно растущим организмам и обладают высокой толерантностью к УФ-излучению, токсичным химическим элементам, минимальным концентрациям воды и биогенных элементов [12]. В лишайниках до 90 % продуктов фотосинтеза фитобионта используется микромицетом – эдификатором симбиоза, гифы которого выполняют основные защитные функции (Рис. 10 (А, Б, В)).

При миграции в составе аэрозоля водоросли изменяют морфологию и окраску. Отмечено уменьшение размера клеток *Closterium* в 1.5–2.0 раза и образование нитчатыми водорослями-фитобионтами рода *Trentepohlia* коротких цепочек клеток в составе лишайников. Укорачивание цепочек зеленой водоросли и появление оранжевого пигмента свидетельствуют, что ее развитие лимитируется неблагоприятными атмосферными факторами. Морфологическая характеристика микроводорослей, мигрирующих в составе аэрозолей приведена в Табл. 2.

Таблица 2.

Характеристика микробиоты аэрозолей

Номер пробы аэрозоля на фильтре	Доминирующие микроводоросли и их ассоциации	Размер особей и ассоциаций при микроскопировании, м	Примечание
3	Популяции кокковидных клеток	Диаметр 7,2	Терригенный и морской аэрозоли
4	Популяции серповидных клеток, цепочки кокковидных клеток	Ширина серповидной клетки 80 – 100 Длина цепочки >1000	Терригенный и морской аэрозоли
5	Популяции серповидных клеток, гифы микромицетов	Ширина серповидной клетки 80 – 100 Длина цепочки >800	Терригенный и морской аэрозоли

6	Популяции кокковидных клеток	Диаметр 7,2	Терригенный и морской аэрозоли
9	Ассоциации зеленых водорослей с гифами микромицетов – лишайники, популяции серповидных и кокковидных клеток	Ширина лишайника 60 Длина 190 – 195	Морской аэрозоль

Грибные гифы формирующие лишайники, накапливают значительные концентрации тяжелых металлов, редкоземельных элементов и урана: Zn, Cu, Cr, Ni, Mn, Hg, La, Ce, Sc, U.

Выводы

1. Содержание аэрозольных частиц всех изученных размерных групп в атмосфере г. Севастополя в 2010–2011 гг. не являлось постоянным. На протяжении суток наблюдалось многократное изменение размеров присутствующих в период мониторинга аэрозолей.

2. Повышение счетной концентрации аэрозолей связано с изменением освещенности и фазы фотосинтетической активности.

3. Исследована пространственно-временная изменчивость концентраций 40 химических элементов в 28 пробах аэрозолей, отобранных в марте – апреле и в июле 2010 г., в районе г. Севастополя (12 проб) и ЮБК (2 пробы) соответственно, а также в июле-августе 2011г. в районе г.Севастополя (14 проб). Установлено, что концентрации (нМ/м^3) 39 элементов (Na, K, Rb, Cs, Cu, Ag, Au, Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Hg, Sc, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, As, Sb-121, Sb-123, Cr, Se, Mo, W, Mn, Cl, Br, I, Fe, Co, Ni, Th, U) немонотонно изменялись во времени в аэрозолях г. Севастополя, кроме концентрации I (июль – август 2011 г.).

4. Влияние морской поверхности, как источника аэрозолей, наблюдается также из сравнения их химического состава в городской черте и на фоновой точке (ЮБК), удаленной от возможных техногенных и природных источников загрязнения. В типично морских аэрозолях содержится больше легких щелочных элементов, тогда как в аэрозолях смешанной природы – щелочноземельных элементов;

5. В городских аэрозолях отмечается повышенное содержание тяжелых металлов (медь, цинк, кадмий), т.к. наряду с этими элементами, пробы аэрозолей, отобранных в черте города, содержат более высокие концентрации, например, лантанидов и актинидов, что свидетельствует о наличии природных источников, как этих элементов, так и тяжелых металлов в городских аэрозолях;

6. Установлено, что аэрозоли 2010 и 2011 гг. содержали более высокие концентрации элементов по сравнению с аэрозолями (нМ/м^3) Средиземного и Карибского морей, Тихого и Атлантического океанов в 70–80-тых годах прошлого столетия.

7. Для изученных микро- и макроэлементов имеется связь их концентрации с содержанием аэрозолей размерной группы 15 – 30 мкм. Для ряда элементов (таких, как Zn, Hg, Se, Fe и др.) возможна аппроксимация зависимости линейным трендом с отрицательным угловым коэффициентом. С увеличением размерности в группе 15 → 30 мкм наблюдается либо монотонное (линейное), либо немонотонное уменьшение концентрации элемента в аэрозолях.

8. Аэрозоли г. Севастополя содержат фототрофные организмы – зеленые водоросли, представляющие роды *Trentepohlia*, *Closterium* и кокковидные цианобактерии *Synechococcus sp.*, которые устойчивы к экстремальным условиям обитания. Образование лишайников и продуцирование окрашенных (оранжевых) пигментов, образование слизистых чехлов являются одним из способов защиты микроорганизмов от повышенной солнечной радиации, значительного перепада температуры и обезвоживания.

9. Необходимо продолжить мониторинг физических, химических и микробиотических характеристик приморских районов крымского и кавказского побережья Черного и Азовского морей, характеризующихся повышенной антропогенной нагрузкой и имеющих важное рекреационное значение для решения актуальных экологических и океанографических задач.

TEMPORARY AND SPATIAL DYNAMICS OF PHYSICAL AND CHEMICAL AND MICROBIOTIC CHARACTERISTICS OF AEROSOLS OF THE BLACK SEA COAST OF THE CRIMEA

Ryabinin A.I., Malchenko Yu.A., Smirnova L.L., Bobrova S. A., Danilova E.A.

Results of the complex biogeochemical monitoring of streams of the substances which are dropping out of the atmosphere, and also being in structure of the weighed particles (aerosols), carried out in 2010-2011 on a background point in Sevastopol and also on a sea platform around the item of Katsiveli are shown. In tests of aerosols and losses indicators of particle size distribution (calculating and volume concentration of aerosols), a chemical composition of aerosols (elements were defined: (Na, K, Rb, Cs, Cu, Ag, Au, Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Hg, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Th, U, Hf, Ta, As, Sb, W, Cr, Mo, Se, Mn, Cl, Br, I, Fe, Co, Ni and forms of phosphorus). Besides, in the selected tests the structure of the biota participating in biogeochemical circulation of substances in coastal areas were defined. The received results allowed to reveal seasonal features of biogeochemical cycles with participation of aerosols, and also the specific structure of a biota participating in cross-border transfer.

Литература

1. Дегтерев А.Х., Рябинин А.И., Филиппов Е.М. Ядерно-физические исследования в океанографии // М.: Гидрометиздат, 1991. – 275 с.
2. Лапшин В.Б., Матвеева И.С., Яблоков М.Ю., Игнатченко А.В., Колесников М.В., Шокина О.С., Плетенев С.С., Коровик Р.В., Сыроешкин А.В. Токсичность морских аэрозолей как новая геозкологическая и медико-географическая проблема // Труды ГОИН. 2005. Вып. 209. с. 407 – 421.
3. Лисицын А.П. Проблемы океанического седиментагенеза // М.: Наука, 1978. 290 с.
4. Миклишанский А.З. Биокосная система атмосферы // Биогеохимия океана. М: Наука, 1983. с. 72 – 89
5. Проект «Моря СССР» – Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР // Том IV. Черное море. Вып.2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности / Под редакцией А.И.Симонова, А.И.Рябинина, Д.Б.Гершановича. СПб: Гидрометиздат, 1993. 220 с.
6. Рябинин А.И., Боброва С.А., Данилова Е.А., Еркушов В.Ю., Мальченко Ю.А. Химико-радиационное состояние атмосферных выпадений и аэрозо-

- лей в регионе Севастополя в период 2008 – 2011 гг. // Морской экологический журнал. т. XIII. № 4. Севастополь, 2014. с. 29-39
7. Рябинин А.И., Салтыкова Л.В., Савина Л.В., Коноваленко Н.А., Лазарева Е.А. Океанография и геохимия микроэлементов в восточно-экваториальном районе Тихого океана // СО ГОИН, Севастополь, Деп.рук. ВИНТИ № 8865 - В88. М., 1988, в печ. 24.11.88. 333 с.
 8. Рябинин А.И., Смирнова Л.Л., Боброва С.А., Еркушов В.Ю., Данилова Е.А., Мальченко Ю.А., Андреева Н.А. Состояние химико-микробиологического загрязнения биосферы региона Севастополя с атмосферными осадками и аэрозолями в период 2008-2010 гг. // Наук. праці УкрНДГМІ, вип. 260, 2011. с. 208 – 234
 9. Рябинин А.И., Шибаета С.А., Катунина Е.В., Еркушов В.Ю. Методики физико-химической подготовки проб для определения микроэлементов многоэлементным нейтронно-активационным методом в морских, атмосферных, хозяйственно-питьевых и сточных водах // Сборник научных трудов «Системы контроля окружающей среды. Средства, информационные технологии и мониторинг». Севастополь: МГИ НАНУ, 2008. с. 378 – 383.
 10. Сыроешкин А.В., Чичаева М.А., Матвеева И.С., Повторяемость взаимно-однозначных зависимостей между концентрациями тяжелых металлов и дисперсностью морского аэрозоля (на примере экспедиционных исследований на Черном море) // Труды ГОИН, вып. 216, 2015. с. 268 – 287.
 11. Smirnova L.L., Andreeva N.A., Rjabinin A.I., and Saltykiova L.V. The migration of microorganisms with atmospheric aerosol / Proceeding of the Sixth International Conference “Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology”, Russia, Moscow, September 19-22. Moscow: PIN RAS, 2011. p.261 – 264.
 11. Smirnova L.L., Rjabinin A.I. Microbiological and Elemental Composition of Aerosols Falling on the Crimean Coast of the Black Sea // Paleontological Journal, 2013, Vol. 47, No. 10, pp. 1 – 7.

ВАРИАЦИОННАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ ВХОДНЫХ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ ПЕРЕНОСА ПРИМЕСИ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ

Кочергин В.С., Кочергин С.В.

Морской гидрофизический институт РАН

Рассматривается модель переноса пассивной примеси в Азовском море. На её основе реализован вариационный алгоритм идентификации мощности источника загрязнения. На тестовом примере показана работоспособность алгоритма поиска оптимального распределения по пространству мощности источника, согласованного с данными измерений. Тестовые расчеты проведены для акватории Казантипского залива при восточном ветровом воздействии.

При изучении динамики распространения примесей необходимо использование как современных математических моделей [1], так и методов усвоения данных измерений [2, 3], которые позволяют идентифицировать входные параметры модели. Алгоритмы усвоения данных измерений основаны, как правило, на минимизации квадратичного функционала качества прогноза, характеризующего отклонения модельного решения от измерений. При этом модель переноса пассивной примеси выступает в качестве ограничений на вариации входных параметров. В работе [4] всесторонне рассмотрен вариационный алгоритм идентификации мощности источника для двумерной модели, показана его работоспособность при наличии измерений на периферии пятна загрязнений в случае действия источника постоянной мощности. В данной работе такой подход применен для модели переноса пассивной примеси в Азовском море.

Рассмотрим следующую модель переноса пассивной примеси в σ -координатах

$$\begin{aligned} & \frac{\partial DC}{\partial t} + \frac{\partial DUC}{\partial x} + \frac{\partial DVC}{\partial y} + \frac{\partial WC}{\partial \sigma} = \\ & = \frac{\partial}{\partial x} A_H \frac{\partial DC}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} A_H \frac{\partial DC}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{K_H}{D} \frac{\partial C}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (1)$$

с краевыми условиями

$$\begin{aligned} \Gamma: \frac{\partial C}{\partial n} &= 0 \\ \sigma = 0: \frac{\partial C}{\partial \sigma} &= Q_S \cdot \delta(x - x_0, y - y_0), \\ \sigma = -1: \frac{\partial C}{\partial \sigma} &= Q_B \cdot \delta(x - x_0, y - y_0) \end{aligned} \quad (2)$$

и начальными данными

$$C(x, y, \sigma, 0) = C_0(x, y, \sigma), \quad (3)$$

где Q_S, Q_B – мощности источника на поверхности и на дне.

Задача усвоения данных измерений $C_{изм}$ состоит в минимизации квадратичного функционала

$$I_0 = \frac{1}{2} [P(C - C_{изм}), P(C - C_{изм})]_{M_t} \quad (4)$$

где $M_t = M \times [0, T]$, P – оператор расширения нулями функций невязок, заданных на множестве точек измерений, а скалярное произведение определяется стандартным способом. Минимизация (4) с ограничениями модели эквивалентна поиску экстремума следующего функционала

$$\begin{aligned} I = I_0 + & \left[\frac{\partial DC}{\partial t} + \frac{\partial DUC}{\partial x} + \frac{\partial DVC}{\partial y} + \frac{\partial WC}{\partial \sigma} - \frac{\partial}{\partial x} A_H \frac{\partial DC}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} A_H \frac{\partial DC}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{K_H}{D} \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right]_{M_t} + \\ & + \left(\frac{\partial C}{\partial n}, C^* \right)_{\Gamma_c} + (C - C_0, C^*)_M + \left(\frac{\partial C}{\partial \sigma} - Q_S \cdot \delta(x - x_0, y - y_0), C^* \right)_{\sigma_t^0} + \\ & + \left(\frac{\partial C}{\partial \sigma} - Q_B \cdot \delta(x - x_0, y - y_0), C^* \right)_{\sigma_t^{-1}} \end{aligned} \quad (5)$$

Записывая вариацию функционала (5) и интегрируя по частям с учетом краевых условий и аналога уравнения неразрывности в σ – координатах,

$$\frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial \sigma} = 0, \quad (6)$$

получим

$$\delta I = (\delta Q_S \cdot \delta(x - x_0, y - y_0), C^*)_{\sigma_t^0} + (\delta Q_B \cdot \delta(x - x_0, y - y_0), C^*)_{\sigma_t^{-1}}, \quad (7)$$

где C^* – множители Лагранжа, которые выбираются из решения следующей сопряженной задачи

$$\begin{aligned} & -\frac{\partial DC^*}{\partial t} - \frac{\partial DUC^*}{\partial x} - \frac{\partial DVC^*}{\partial y} - \frac{\partial WC^*}{\partial \sigma} - D \frac{\partial}{\partial x} A_H \frac{\partial C^*}{\partial x} - \\ & - D \frac{\partial}{\partial y} A_H \frac{\partial C^*}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{K_H}{D} \frac{\partial C^*}{\partial \sigma} = -P(C - C_{изм}) \end{aligned} \quad (8)$$

$$G: \frac{\partial C^*}{\partial n} = 0, \sigma = 0: \frac{\partial C}{\partial \sigma} = 0, \sigma = -1: \frac{\partial C}{\partial \sigma} = 0. \quad (9)$$

$$t = T: C^* = 0. \quad (10)$$

В случае, когда данные измерений имеются на конечный момент времени T в (8) задаем правую часть равную нулю, а при $t = T$ в (10) используется условие

$$t = T: C^* = P(C_{изм} - C) \quad (11)$$

Из условия стационарности функционала (5) $\delta I = 0$ и определения градиента функционала имеем

$$\nabla_{Q_S} I = \int_0^T C^*(x, y, 0, t) dt, \quad (12)$$

$$\nabla_{Q_B} I = \int_0^T C^*(x, y, -1, t) dt. \quad (13)$$

Далее осуществляется спуск в направлении соответствующего градиента функционала.

Численные эксперименты проводились с моделью [1] для акватории Азовского моря. Для тестирования вариационного алгоритма идентификации мощности источника в заливе Казантип был проведен расчет на установление модельного поля течений с постоянным ветром 10 м/с восточного направления. В результате моделирования также было получено пространственное распределение коэффициентов A_H и K_H . Поля скоростей и коэффициентов турбулентной диффузии использовались в качестве входной информации при интегрировании модели переноса пассивной примеси на срок 10 суток.

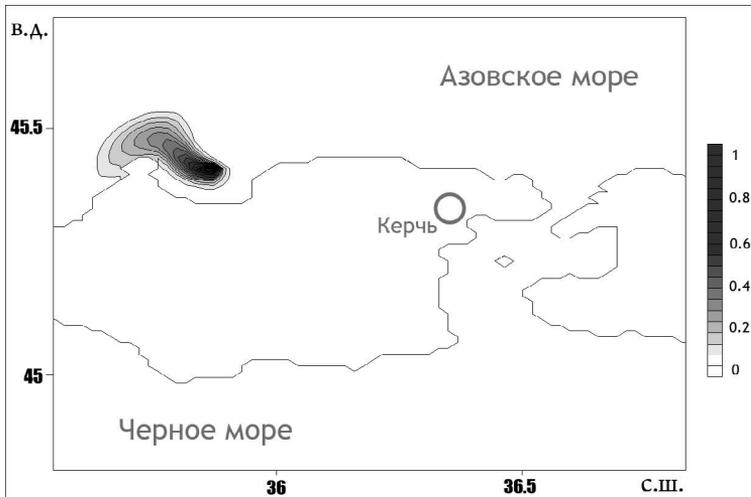


Рис. 1. Поле концентрации при восточном ветровом воздействии.

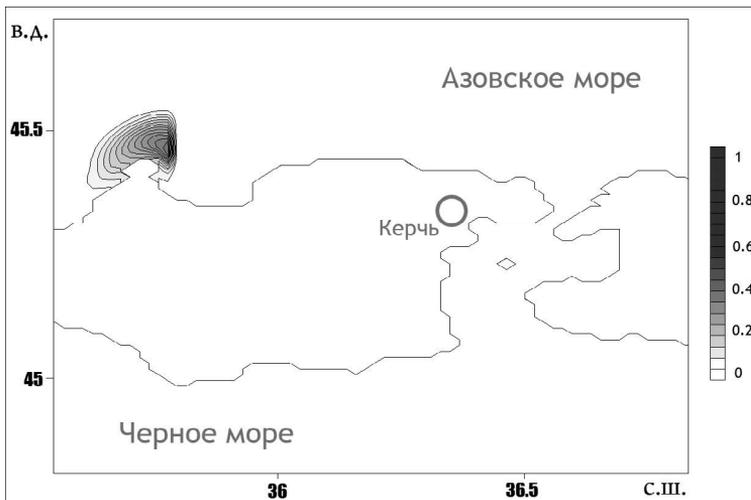


Рис. 2. Данные измерений.

Моделирование распространения загрязнений от постоянно действующего источника единичной мощности проводилось при различном ветровом воздействии. Программный код предусматривает задание источника как на по-

верхности моря $Q_S = 1$, так и на дне $Q_B = -1$. Рассмотрим случай $Q_B = -1$ в заливе Казантип при восточном ветре. При таком ветровом воздействии происходит достаточно интенсивное «проветривание» залива, и примесь распространяется в северо-западном направлении (Рис. 1). При ассимиляции в качестве данных измерений используется информация с периферии области загрязнения (Рис. 2). На Рис. 1–3 приведены шкалы значений полей концентрации, нормированных на соответствующие максимальные величины.

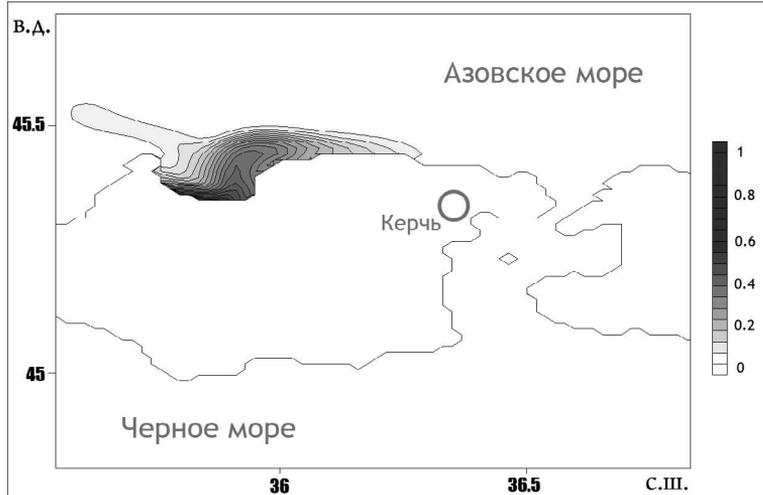


Рис. 3. Функция влияния.

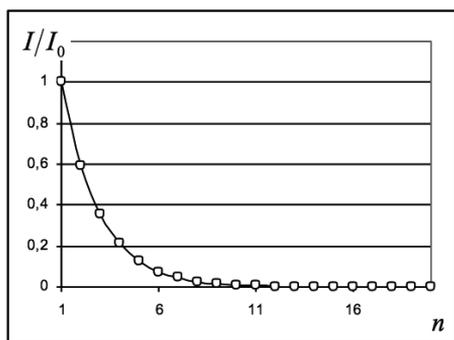


Рис. 4. Падение нормированного функционала качества прогноза.

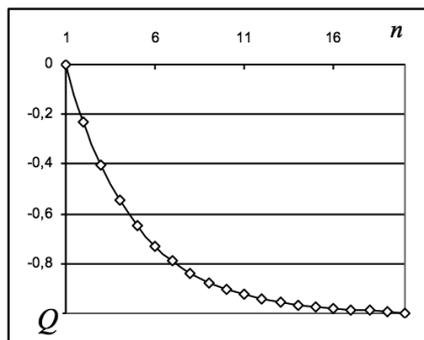


Рис. 5. Идентификация в результате итераций.

В результате решения сопряженной задачи (8–10) при первой итерации имеем распределение C^* на момент времени $t = 0$ (Рис. 3), которое характеризует влияние невязок прогноза на мощность Q_B в точке (x_0, y_0) . В процессе итераций (Рис. 4) происходит падение нормированного функционала качества прогноза, и восстанавливается известное значение Q_B (Рис. 5). Результаты численных экспериментов показали, что сходимость итерационного процесса зависит от количества усваиваемой информации. В случае ассимиляции всей информации о моделируемом поле на конечный момент времени для достижения минимума функционала требуется одна итерация. Наибольшей информативностью обладают точки, расположенные ближе к источнику загрязнения.

В [4] показано, что для идентификации $Q(t)$ необходима информация обо всем поле концентрации на конечный момент времени. Учитывая возможность распределения данных измерений во времени, можно также утверждать, что для более точной идентификации $Q(t)$ необходимо располагать точки измерений в области, прилегающей к источнику загрязнений. В целом проведенные численные эксперименты показали надежную работу вариационного алгоритма идентификации мощности источника загрязнения, применительно к модели переноса пассивной примеси в Азовском море.

VARIATIONAL IDENTIFICATION OF TRANSPORT MODEL INPUT PARAMETERS OF DATA MEASUREMENTS

Kochergin M.C., Kochergin C.B.

The transport model of passive admixture in the Azov Sea is considered. On the basis of her variational algorithm of identification power source pollution, based of this transport model. The performance of the algorithm for finding the optimal distribution power source in space, coordinated with the data measurements, is shown on the test. Our results were obtained for the Kazantip bay in the Asov Sea with the east wind influence.

Литература

1. Иванов В.А., Фомин В.В. Математическое моделирование динамических процессов в зоне море-суша. – Севастополь: ЭКОСИ–гидрофизика, 2008. 363с.
2. Кочергин С.В., Кочергин В.С., Фомин В.В. Определение концентрации пассивной примеси в Азовском море на основе решения серии сопряженных задач // «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа», МГИ НАНУ, Севастополь 2012., Вып 26, том 2, с.112 – 118.
3. Marchuk G.I., Penenko V.V. Application of optimization methods to the problem of mathematical simulation of atmospheric processes and environment // Modelling and Optimization of Complex Systems / Ed. G.I. Marchuk. Proc. Of the IFIP-TC7 Working conf. New-York: Springer 1978. p. 240 – 252.
4. Кочергин В.С., Кочергин С.В. Использование вариационных принципов и решения сопряженной задачи при идентификации входных параметров модели переноса пассивной примеси // «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа», МГИ НАНУ, Севастополь 2010, Вып. 22., с. 240 – 244.

ВЛИЯНИЕ МОРСКИХ ВОД, ПРОНИКАЮЩИХ В УСТЬЕ РЕКИ СЕВЕРНАЯ ДВИНА, НА ХОЗЯЙСТВЕННУЮ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕГИОНА

Соломатов А.С.

В данной статье приводится описание негативного воздействия проникновения морских вод в устье реки Северная Двина на экологические условия и хозяйственную деятельность коммунальных служб города Архангельск. Проникновение морских вод в устье реки – важный экологический фактор в природном комплексе устьевой области реки. Поэтому возникает задача оперативного слежения за процессом осолонения вод в устье Северной Двины и его прогнозирования.

Важность исследования проникновения морских вод в устье реки Северная Двина связана с тем, что этот процесс оказывает большое влияние на экологические условия и хозяйственную деятельность человека в этом регионе.

Проникновение морских вод в устье реки приводит к резкому ухудшению качества речной воды вследствие ее осолонения.

В результате осолонения вода на устьевом участке реки становится непригодной для использования в промышленном, хозяйственном и питьевом водоснабжении без специального умягчения и опреснения. Даже сравнительно малая примесь проникающих в устье реки морских вод (2–4 % по объему) может повысить минерализацию воды в районе ее забора настолько, что эту воду нельзя использовать для всех видов водоснабжения. Поэтому значительное проникновение морских вод в устье реки отнесено к разряду очень опасных гидрометеорологических явлений.

Инфильтрация морской воды в грунт на устьевом участке реки приводит к осолонению грунтовых вод и пойменных водоемов, к засолению почв, делаая их непригодными для земледелия, а на пойменных пастбищах и лугах – к резкому снижению урожайности трав и ухудшению их видового состава. Проникновение морских вод в районы дельты Северной Двины затрудняет хозяйственное землепользование и мелиоративные работы.

Проникновение более тяжелой морской воды нарушает нормальный гидродинамический режим движения речных наносов, приводит к их концентрации в придонном слое и интенсивной аккумуляции на дне судоходных каналов в устья реки Северная Двина. Для поддержания нормальных условий судоходства в этом случае требуется увеличение объема дноуглубительных работ, которые ведут к усилению проникновения морских вод.

В зоне смешения речных и морских вод происходит процесс коагуляции и флокуляции взвешенных речных наносов, при котором наблюдаются объединение частиц взвешенных наносов в комплексы – флокулы (хлопья), которые интенсивно осаждаются. Флокулы включают большое количество органического материала и адсорбируют растворенные в воде вещества, в том числе и вещества-загрязнители, содержащиеся в речной воде. Исследования показали, что процессы флокуляции и седиментации в зоне смешения речных и морских вод создают своеобразный физико-химический фильтр на пути загрязняющих веществ при их выносе из устья реки в море.

Вторжение морских вод в устье реки Северная Двина губительно сказывается на жизнедеятельности пресноводной флоры и фауны, в том числе и на бактериях, осуществляющих деструкцию техногенных веществ-загрязнителей, содержащихся в речной воде за счет сброса промышленных и бытовых стоков.

Проникновение осолоненных морских вод ограничивает ареалы обитания, нереста и нагула ценных промысловых рыб в устьевой области Северной Двины.

Вместе с морскими водами в устье реки могут проникать представители морской фауны, в частности, морские черви-древоточцы, и при благоприятных условиях поселяться там, нанося большие повреждения деревянным подводным сооружениям. Кроме того, морская вода сама по себе обладает более высокими агрессивными свойствами, под влиянием которых ускоряется процесс разрушения подводных гидротехнических сооружений в устьях рек.

При проникновении морских вод в устье реки в зимний период происходит усиленное шугообразование вследствие смешения двух водных масс с различной соленостью и температурой замерзания. По этой причине в устье реки формируется пояс более мощного и прочного льда. Скопление шуги подо льдом и прочный ледовый пояс являются существенными препятствиями для зимней навигации, поэтому характер и степень проникновения морских вод необходимо учитывать при планировании зимних навигаций.

Резкое уменьшение водности реки под влиянием климатических причин, перераспределение стока в самой устьевой области, увеличение безвозвратных потерь на водопотребление в бассейне реки – все это может привести к усилению проникновения морских вод в устье реки и к связанным с этим явлением отрицательным последствиям для природных условий и хозяйственной деятельности человека.

Таким образом, проникновение морских вод в устье реки – важный экологический фактор в природном комплексе устьевой области реки.

Важное значение имеет проблема учета влияния проникновения морских вод на водоснабжение для дельты реки Северная Двина, где это влияние иногда приобретает особо опасный характер, связанный с нарушением нормаль-

ного водоснабжения промышленных предприятий и населения города Архангельска. Возникает задача оперативного слежения за процессом осолонения вод в устье Северной Двины и его прогнозирования.

Средняя многолетняя дальность проникновения морских вод в Корабельном рукаве составляет 15 км, в Мурманском – 10 км, в Никольском – 8 км. При такой дальности проникновения морских вод, осложнений в водоснабжении в обжитой части дельты реки Северная Двина не происходит. Ситуация опасного явления создается, когда фоновая дальность проникновения морских вод в дельте превышает 20 км. Такие случаи в дельте реки Северная Двина принято относить к категории сильных проникновений, в результате которых создается угроза нормальному водоснабжению промышленных предприятий. В частности, при проникновении морских вод по протоке Маймакса на 28 км от устьевого створа Корабельного рукава нарушалось нормальное водоснабжение Архангельского гидролизного завода.

Впервые после ввода в эксплуатацию в 1969 г. Архангельской ТЭЦ, осенью 1974 г. осолоненные воды проникли к ее водозабору и вызвали серьезные осложнения в работе, что было большой неожиданностью для энергетиков. Сложность в работе Архангельской ТЭЦ вызывает содержание хлоридов от 30 мг/л. При концентрации хлоридов более 33 мг/л на ТЭЦ вынуждены пользоваться водой для разбавления из запасных емкостей, а если осолонение продолжительное, то брать воду из водопровода. За рассматриваемые 45 лет (1969–2014 гг) наблюдалось около 40 случаев осолонения, когда содержание хлоридов в районе водозабора Архангельской ТЭЦ составляло 30 мг/л и более. Случаи с осолонением распределены крайне неравномерно. Были годы, когда количество таких случаев достигало 5–7 в год (1992, 2001 гг.), а был период, когда в течение 11 лет осолонения не наблюдались (1975–1986 гг.). До 1985 г. каждый случай осолонения, когда содержание хлоридов составляло 30 мг/л и более, тщательно обследовался специалистами ФГБУ "Северное УГМС". Глубокому проникновению осолонения, как правило, предшествовало значительное повышение хлоридов в районе бывшего Гидролизного завода. Чаще всего информация о начале захода осолоненных вод поступала из химической лаборатории Гидролизного завода и имела достаточную заблаговременность для предупреждения о возможном дальнейшем проникновении соли и принятия необходимых мер. С ликвидацией завода источник оперативной информации был утрачен.

Продолжительность осолонений в дельте реки Северная Двина колеблется в широких пределах: от нескольких часов до 12 суток. В среднем она составляет у Архангельской ТЭЦ 3 суток. Наибольшая продолжительность была отмечена в декабре 1992 г. – 9 суток. Средняя из максимальных концентраций хлоридов у Архангельской ТЭЦ составляет 195 мг/л, в районе СЦБК –

329 мг/л. До 2014 г. максимальное содержание хлоридов было отмечено в декабре 1992 г. и составило у Архангельской ТЭЦ 1700 мг/л, на водозаборе СЦБК почти 3000 мг/л.

Наиболее сильное проникновение осолоненных вод в русло реки было зафиксировано в 1974 и 1992 гг., когда в условиях малых расходов воды и нагона дальность проникновения осолоненных вод достигла 45 км от вершины Двинского залива. В октябре 2014 г. осолонение в Кузнечихе превысило все ранее наблюдаемые значения, а в феврале 2015 г. соль прошла к городскому водозабору ОАО «Водоканал».

С изменением собственности Архангельской ТЭЦ, ликвидации Архангельского гидролизного завода и Соломбальского ЦБК получать сведения об осолонениях и предсказывать их стало сложнее. Прекратились учащенные взятия проб и оценка вошедшей соли для изучения вопроса механизма ее захода по рукавам. Данные о хлоридах прогнозисты ФГБУ «Северное УГМС» получают от химической лаборатории Архангельской ТЭЦ уже по факту.

INFLUENCE OF SEA WATER, PENETRATES INTO THE ESTUARY OF THE NORTHEM DVINA, ON THE ECONOMIK ACTIVITY OF THE REGION

Solomatov A.S.

This article describes the negative impact of the penetration of sea water at the mouth of the Northern Dvina River on the environmental conditions and economic activities of public utility services of the city of Arkhangelsk. The penetration of sea water at the mouth of the river – an important environmental factor in the natural complex of the river mouth area. Therefore, the problem of operational monitoring of process water salinity at the mouth of the Northern Dvina and its prediction is arises.

Литература

1. Ю.В. Лупачев, В.Ф. Полонский, Н.А. Скриптунов. Гидролого-Морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза) – Санкт-Петербург, Гидрометеоздат, 1992, с. 357-361.
2. Е.Н. Скрипник. Справка о случаях проникновения осолоненных морских вод в дельту р. Северная Двина в район водозабора Архангельской ТЭЦ – ФГБУ «Северное УГМС», 2015.
3. Гидрология устьевой области Северной Двины – М., Гидрометеоздат, 1965, с. 263-274.
4. Ю.С. Лукьянов, В.Б. Коробов, Е.М. Ульянова, Н.Н. Завернина. Исследование солёности распресненных вод устьевой области Северной Двины Труды. ГОИН, вып. 212, 2009, с.176-185.

НОВЫЕ ФОРМЫ И СРЕДСТВА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Вязилов Е.Д.¹, Мельников Д.А.¹, Чуняев Н.В.¹

¹ ВНИИГМИ-МЦД

Приведены примеры представления данных в виде интерактивных карт, матриц информационной продукции, индикации значений параметров, монитора гидрометеорологической обстановки, объединения наблюденной и прогностической информации на одном экране, регламентных отчетов (бюллетеней, климатических справочников), штормовых предупреждений и оповещений, средств поддержки решений, средств доставки информации на сервера пользователей.

В 2014 г. введена в эксплуатацию Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО, <http://esimo.ru>). В системе интегрировано более 3500 информационных ресурсов от 37 центров и поставщиков данных, представляющих 12 ведомств России, занимающихся морской деятельностью. Разработано более 15 прикладных сервисов, позволяющих визуализировать данные. С помощью системы можно получить доступ к метаданным, данным, документам; штормовым предупреждениям и оповещениям; погодным условиям на морях России; высотам приливов; метеограммам – графиков изменения метеорологических параметров вдоль линии, проложенной на карте; спутниковым изображениям; картам анализов и прогнозов; климатическим обобщениям [1].

В области гидрометеорологии, как ни в какой другой области, произведена практически полная оцифровка данных, собираемых как в режиме реального времени, так и в отложенном режиме; автоматизированы основные процессы сбора, первичной обработки, контроля, хранения, обмена, доступа и визуализации данных. Все это открывает новые возможности по представлению гидрометеорологической информации. Но как реализовать это цифровое преимущество, чтобы получить значимый эффект от результатов использования гидрометеорологической информации в органах государственной власти и на промышленных предприятиях? Для этого уже недостаточно просто передать данные руководителю организации, необходимо помочь ему принять решения в той или иной ситуации. Для этого руководитель должен получить не только цифровые значения показателей, но и уровень опасности, сведения о воздействиях опасного явления на рассматриваемый объект, оценку возможного ущерба, рекомендации для принятия превентивных мер и их стоимость, а так-

же средства выбора альтернативных (наиболее эффективных) вариантов решений. Необходима персонафикация подхода к руководителю предприятия - каждому объекту свой состав показателей и свои критические значения.

Использование показателей с датчиков в реальном режиме времени позволяют иметь данные о состоянии морской среды с дискретностью 10 минут и менее. Появились возможности использования интегрированных данных, предоставляемых другими организациями – цифровыми партнерами. Практически Росгидромет может превратиться в цифровое предприятие, где информация представляет не только результат его работы, но и предмет деятельности. Переход на полное автоматическое обслуживание пользователей цифровой информацией – это серьезная трансформация существующих технологий сбора и обработки данных. Перспективы такой трансформации напрямую зависят от готовности руководителей предприятий к восприятию такой системы организации работы.

В качестве единого корпоративного хранилища данных необходимо использовать ЕСИМО. Имеющиеся функциональные возможности у единой системы позволяют доставить руководителям предприятий нужную информацию на любой объект, по любому району, в любой момент, в режиме реального времени получения данных.

Схема информационного обслуживания представлена на Рис. 1. Новыми формами отображения данных являются интерактивные карты; готовая продукция в виде регулярно обновляемых («живых») веб-страниц; матрица информационной продукции по морям, параметрам, обобщениям в виде триады - наблюдения, прогноз, климат; средства индикации значений параметров; результаты объединения наблюдаемой и прогностической информации на одном графике; доставка информации и использование стандартизованных программных интерфейсов; монитор обстановки с ключевыми показателями состояния морской среды; средства поддержки решений.



Рис. 1. Схема информационного обслуживания.

Интерактивные карты. В настоящее время наиболее распространенной формой представления гидрометеорологической информации являются интерактивные карты. С помощью карт можно быстро подобрать необходимые базовые и тематические слои для наглядного отображения сложившейся обстановки, Рис. 2. При этом с помощью такой карты можно увидеть значения параметров в отдельных точках (станциях, узлах сетки, др.). Кроме того, с карты можно запросить атрибутивную информацию об объектах, представленных на ней. Важным моментом работы с картой является возможность визуализации исходного информационного ресурса, на основе которого построена карта, в виде графика и таблицы.

		Азовское море	Балтийское море	Баренцево море	Белое море	Берингово море	Восточно-Ойбирское море	Карское море	Каспийское море	Море Лаптевых	Охотское море	Черное море	Чукотское море	Японское море
Температура воды	Прибрежная зона	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Статистика	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Прибрежная зона	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Тренды	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
Температура воздуха	Открытое море	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Статистика	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Прибрежная зона	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Статистика	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
Соленость	Прибрежная зона	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Статистика	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Прибрежная зона	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Тренды	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
Скорость ветра	Открытое море	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Статистика	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Открытое море	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Профили	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
Высота волн	Прибрежная зона	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Статистика	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Прибрежная зона	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊
	Тренды	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊	📊

Рис. 3. Матрица информационной продукции.

Средства индикации значений параметров. Достаточно сложно выделить критические значения в большом объеме данных. Необходимо автоматически найти и подсветить критические значения. Если значение какого-либо параметра превышает критическое, то ссылка на ресурс, в котором находится этот параметр, индицируется цветом (желтый, красный, малиновый), Рис. 4а. Если значение параметра превышает критическое, то диапазон этих значений индицируется соответствующим цветом, Рис. 4б.

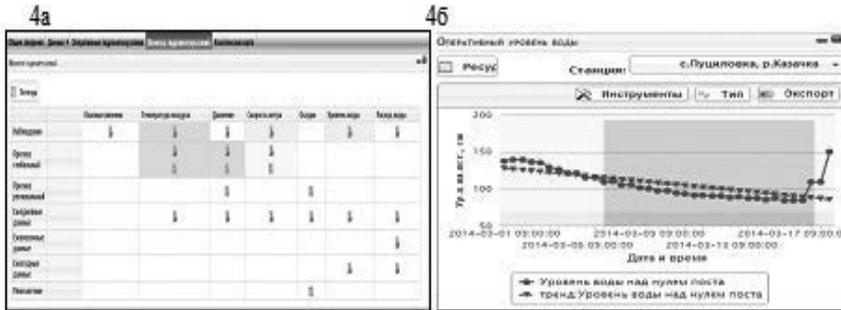


Рис. 4. Индикация на уровне информационных ресурсов.

Монитор гидрометеорологической обстановки. Разрабатывается еще один вариант монитора обстановки, который показывает состояние параметров среды в виде приборов (термометр, барометр-анероид, флюгер, водомерная рейка, другие). После настройки монитор автоматически отражает состояние погодных условий в виде светофора на приборе (зеленый, желтый, красный, малиновый) для текущих и прогностических данных. Такой монитор обстановки может реализовываться и на смартфоне.

Объединение наблюдаемой и прогностической информации. Пользователь должен видеть исторические данные, текущее значение и прогноз. Для этого необходимо создать производный ИР, определить параметры и станции, которые есть в ресурсах с оперативными сообщениями и прогностическими данными; выбрать в прогностических данных ближайший узел по координатам станции, Рис. 5.

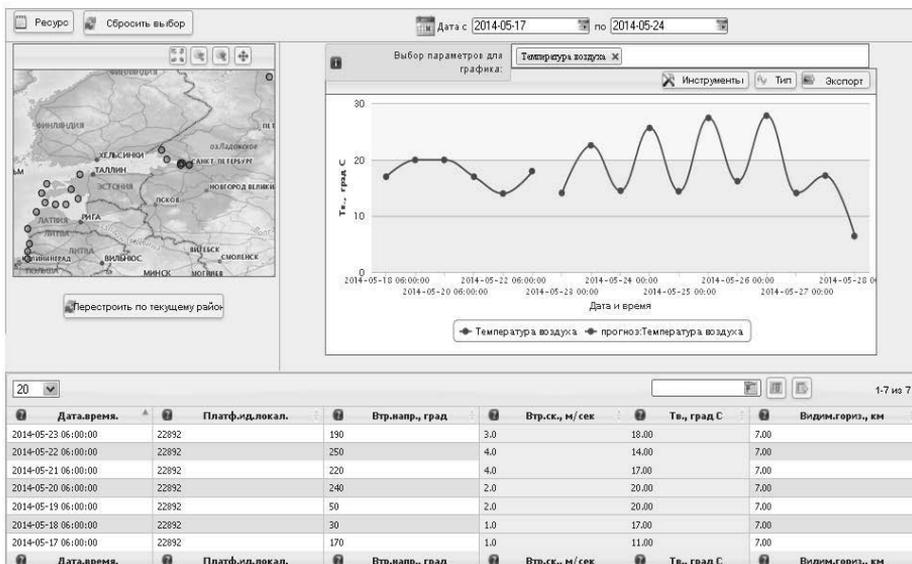


Рис. 5. Пример объединения данных наблюдений и прогностической информации.

Регламентные отчеты (бюллетени, климатические справочники). На основе интегрированной информации можно готовить различные обобщения, в виде ежедневных бюллетеней. Заранее подготовленная информационная продукция может быть оформлена в виде климатических справочников, например, <http://esimo.ru/portal/portal/esimo-user/services/climate>.

Штормовые предупреждения и оповещения. Представление сведений об опасных природных явлениях позволяет получить на карте местоположение источника сообщения и текст сообщения при клике на место расположения опасного явления (<http://esimo.ru/portal/portal/esimo-user/services/rssstorms>), Рис. 6. Список штормовых сообщений включает штормовые предупреждения WAFOR, WAREP, SIGMET с информацией о тайфунах; предупреждения о цунами, речных паводках, прибрежных затоплениях, других опасных явлениях.



Рис. 6. Карта расположения опасных явлений.

Метеоагент. Лицо, принимающее решение (ЛПР), должно заходить на интернет-ресурс, а система сама должна автоматически доводить ему информацию о сложившихся условиях, особенно об опасных природных явлениях (Рис. 7). ЛПР должно автоматически информироваться о критических значениях показателей природной среды с помощью программы-агента, работающей на мобильном интернет-устройстве ЛПР. При этом ЛПР уделяет внимание обстановке, когда объект находится в опасности.

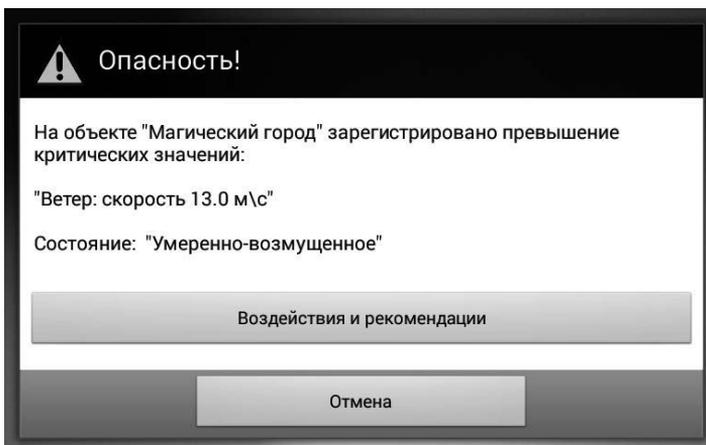


Рис. 7. Сообщение на смартфоне об опасном природном явлении.

Поддержка решений. Принятие решений – это процесс, включающий оценку сложившейся ситуации, выработку вариантов решений и выбор одного из них. На сегодняшний день применяемые средства автоматизируют, как правило, только первый этап этого процесса. Основной идеей поддержки решений с использованием гидрометеорологической информации является следующее. Зная условия среды, можно заранее определить перечень возможных воздействий среды на промышленные объекты [3], зная воздействия, можно заранее определить рекомендации для принятия превентивных мер на различных уровнях управления [2]. Для создания систем поддержки принятия решений необходимо собрать и формализовать информацию о возможных воздействиях и рекомендациях; развить базу данных пороговых значений параметров среды для отдельных объектов экономики и технологических процессов; разработать средства выделения ситуаций по индикаторам состояния для различных объектов экономики; создать модели для оценки воздействий и возможного ущерба, уточнения рекомендаций. Необходимо преобразовать измеренные значения параметров среды в управленческие показатели с помощью инструментов анализа данных. При поддержке решений должны активно использоваться различного рода модели прогноза гидрометеорологических условий, расчета воздействий природных условий на объекты экономики, расчета ущербов и затрат на превентивные мероприятия [4, 5]. Система поддержки решений ориентирована на предоставление сведений о воздействиях и рекомендациях, связанных с обеспечением безопасности личности и имущества широкому кругу населения в круглосуточном режиме. Каждый пользователь должен иметь возможность в любой момент быстро получить информацию в ситуациях, связанных с реальной или потенциальной угрозой для его жизни, здоровья или собственности.

Доставка информации по заданному адресу электронной почты или ftp-сервер. С помощью этого сервиса любой пользователь сможет получить необходимую ему информацию для своей работы. Необходимо развитие стандартов на интерфейсы прикладного программирования (API) для взаимодействия с базами данных ЕСИМО. В скором времени интернет-устройства руководителя будут общаться с помощью таких API или web-сервисов с базами данных ЕСИМО для уточнения складывающейся гидрометеорологической обстановки, получения сведений о возможных воздействиях опасных явлений на население и промышленные предприятия.

Выводы

Развитие новых форм представления гидрометеорологической информации должно обеспечить поддержку всех уровней управления (операционного, тактического и стратегического) с целью повышения эффективности использования гидрометеорологической информации. Развитие должно базироваться на едином хранилище данных для консолидации и интеграции информации из систем сбора данных, обработки и получения информационной продукции.

Наиболее перспективными средствами информационного обслуживания являются приложения «Монитор обстановки», «Метеоагент», система поддержки принятия решений. При этом необходимо перейти от понятия «задача обработки данных» к понятию «бизнес-функция управления промышленным объектом», которая относится не к системе обработки, а к системе управления и определяет полный комплекс процессов мониторинга состояния среды, прогноза, получения климатических оценок и включает конечную стадию использования информации - поддержку решений.

ЛПП должно быть освобождено от рутинной работы по отслеживанию состояния гидрометеорологической обстановки, а, следовательно, у него появится больше времени для ее творческого анализа, он сможет принимать решения, используя для этого больше имеющихся сведений. За ЛПП останется право проводить содержательный анализ полученных вариантов решений, корректировать их, утверждать наилучший в качестве решения и контролировать их исполнение.

NEW FORMS AND TOOLS OF PRESENTATION HYDROMETEOROLOGICAL INFORMATION

Viazilov E.D., Melnikov D.A., Chunyaev N.V.

Examples are given on hydrometeorological information presented in the form of interactive maps, matrices of information products, indication of critical values of parameters, monitoring data of hydrometeorological conditions, combining observation and forecast information on a single screen, routine reports (bulletins, climate handbooks), storm warnings and alerts, decision support tools, the tools of delivery information on the servers of users.

Литература

1. Вязилов Е.Д., Михайлов Н.Н. Интеграция данных о морской среде и деятельности // Инфраструктура спутниковых геоинформационных ресурсов и их интеграция. Сборник научных статей под ред. д.т.н. М.А. Попова и д.т.н. Е.Б. Кудашева. – Киев: Карбон-Сервис. 2013. с. 174 -181.
2. Геловани В.А., Бритков В.Б., Башлыков А.А., Вязилов Е.Д. Интеллектуальные системы поддержки принятия решений в нештатных ситуациях с использованием информации о состоянии природной среды. М.: ИСА РАН, УРСС. 2001. - 304с.
3. Руководящие принципы ВМО обслуживания прогнозов опасных явлений с учетом воздействий и предупреждения о них // ВМО. Комиссия по основным системам. Внеочередная сессия. Асунсьон, Парагвай, 8–12 сентября 2014 г. дополнение к проекту резолюции 2.1. 27 с.
4. Meteo Dashboard a decision support system for planning operation and maintenance activities at offshore wind farms. De Nederlandse offshore windenergieconferen. Deltares. Jan-Joost Schouten Senior project manager offshore. January 24, 2014. p.24.
5. Netti1, N., Damiano E., Greco R., Olivares L., Savastano V. and Mercogliano P. Natural Hazard Risk Management: a Multidisciplinary Approach to Define a Decision Support System for Shallow Rainfall-Induced Landslides // The Open Hydrology Journal, 2012, Vol. 6, pp.97-111.

ПРИКЛАДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

Балакин Р.А., Головский В.Э., Тимец В.М.

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт

В статье описываются цель и задачи выполнения прикладных исследований гидроакустических полей в арктических морях и методики их проведения. В результате исследований получены вертикальные профили распределения скорости звука в различных районах арктических морей. Полученные данные используются при разработке экспериментального образца информационно-телекоммуникационной системы с гидроакустическим каналом связи.

В настоящее время в ФГБУ «ААНИИ» ведутся прикладные научные исследования (ПНИ) по теме «Создание научно-технического задела в области информационно-телекоммуникационных систем с гидроакустическим каналом связи для контроля и оперативной диагностики технически сложных подводных объектов в Арктике и Антарктике». Работа выполняется по Соглашению о предоставлении субсидии из Минобрнауки № 14.607.21.0009 от 05.06.2014, уникальный идентификатор проекта RFMEFI60714X0009, в рамках федеральной целевой программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014–2020 годы».

Разрабатываемая информационно-телекоммуникационная система с гидроакустическим каналом связи предназначена для дистанционного контроля и оперативной диагностики в арктических морях технически сложных подводных объектов, таких как морские нефте-газодобывающие платформы, трубопроводы, автономные буйковые и донные станции для мониторинга и научных исследований морской среды. В связи с освоением месторождений углеводородов на шельфе таких объектов в арктических морях становится все больше. Очевидно, что для контроля и оперативной диагностики их состояния, отслеживания технологических режимов, принятия мер при аварийных ситуациях и управления ими, а также для передачи информации о состоянии окружающей среды требуется обеспечить надежную связь с подводными блоками этих объектов. Применение телекоммуникационных кабелей в условиях Арктики неэффективно из-за высокой стоимости самого кабеля, технически сложных и дорогостоящих операций по его прокладке, поиску неисправностей и ремонту кабельной линии. При этом эксплуатационная надежность теле-

коммуникационных кабелей в мелководных арктических морях довольно низкая, что обусловлено воздействием на них ледовых образований (торосов, стамух, айсбергов).

Альтернативным вариантом решения проблем, связанных с использованием кабельных линий, является использование телекоммуникационной системы с гидроакустическим каналом связи.

Разрабатываемая информационно-телекоммуникационная система состоит из двух модулей – ведомого и ведущего, осуществляющих связь между контролируемым подводным объектом, например, трубопроводом и диспетчерским пунктом, (Рис. 1).



Рис. 1. Структура информационно–телекоммуникационной системы с гидроакустическим каналом связи.

Однако при использовании телекоммуникационной системы с гидроакустическим каналом связи имеются свои сложности. Возможность использования гидроакустического канала связи в условиях мелководного арктического шельфа с сильно неоднородным ледяным покровом затруднена известными явлениями многолучевого распространения и реверберации акустического сигнала. В результате многолучевого распространения к приемнику от пере-

датчика приходит несколько сигналов, но с различными временными задержками. Сигналы интерферируют между собой, создают взаимные помехи и препятствуют правильному восприятию информационного сигнала. Реверберация проявляется как многократное эхо. Другими факторами, ограничивающими дальность связи, являются рефракция лучей и аномально высокое поглощение энергии при отражениях от ледяного покрова и дна моря [3].

При этом, чем выше скорость передачи цифровых данных, тем сложнее задача выделения полезного сигнала на фоне многолучевых и реверберационных помех. Для преодоления многолучевого распространения и реверберации требуется решить задачу разделения отдельных лучей различными аппаратными и алгоритмическими средствами.

Таким образом, в результате выполнения ПНИ должно быть получено принципиальное решение и разработана технология гидроакустической связи с приемлемыми технико-экономическими показателями, конкурентоспособными на российском и зарубежных рынках. Конкурентоспособный уровень требований к параметрам системы составляет: по скорости передачи данных не менее 2400 бит/с, дальности связи не менее 3000 м, количеству допустимых искажений информации не более $1 \cdot 10^{-5}$ бит/с [4].

Очевидно, что разработка такой системы требует знания характеристик гидроакустических полей в том регионе, где предполагается ее применение, то есть в арктических морях. Основными параметрами, позволяющими получить характеристики многолучевости и реверберации, являются тип статистического распределения энергии лучей в точке приема, временные задержки лучей и длительность реверберации. По характеру распределения энергии звуковых лучей различают Рэлеевский и Райсовский законы статистического распределения [1]. Тип распределения решающим образом влияет на характер многолучевости и, соответственно, на выбор методов помехозащиты канала связи. Рэлеевский закон характеризуется равновероятным распределением амплитуды лучей, приходящих с разных направлений и случайным распределением фазы в пределах от 0° до 360° . Положительная и отрицательная интерференция лучей имеют одинаковую вероятность, в том числе вероятность взаимной компенсации, приводящей к замираниям суммарного сигнала (фединг). Замирание сигнала до уровня ниже окружающих шумов моря создают труднопреодолимые препятствия для акустической связи.

Помимо замираний, существенным препятствием для связи является также неопределенность фазы несущей частоты суммарного сигнала, исключающая возможность применения наиболее эффективной фазовой модуляции.

Райсовский закон распределения энергии отдельных лучей предполагает наличие одного доминантного луча с преобладающей амплитудой. Наличие такого луча исключает возможность полных замираний суммарного сигнала и

обеспечивает преобладание одной определенной фазы несущей, позволяющей демодуляцию сигнала фазочувствительным детектором. Какой из двух возможных законов распределения амплитуд наблюдается в реальном акустическом канале, зависит от гидрологических условий и от дистанционности канала связи. С увеличением дистанции вероятность существования доминантного луча снижается. Однако существуют методы, позволяющие выделять доминантный луч по определенным критериям, например, по углу прихода или по временной задержке. Выбор такого метода или совокупности нескольких методов выделения доминантного луча и составляет основной способ борьбы с помехами от многолучевости и реверберации. Существуют и другие способы помехозащиты, например, применение избыточных самокорректирующихся кодов или повторная передача данных, но эти способы являются лишь дополняющими, которые не эффективны без применения методов выделения отдельных звуковых лучей и соответствующих методов модуляции.

На распространение звука в морской воде существенное влияние оказывает рефракция, т.е. искривление траектории звуковых лучей вследствие изменения скорости звука в морской среде. Поскольку скорость звука зависит от температуры, солености и гидростатического давления, изменчивость которых по горизонтали существенно меньше, чем по вертикали, то определяющим фактором для получения лучевой картины является вертикальный профиль распределения этих физических величин. При этом характер изменения скорости звука по глубине соответствует в основном характеру распределения температуры; изменение солености и гидростатического давления оказывают, как правило, меньшее влияние.

При различных типах вертикального распределения скорости звука, зависящих от сезонов года и районов моря, рефракция лучей может быть как положительной, так и отрицательной [5].

Положительная рефракция соответствует искривлению лучей вверх, в сторону поверхности моря, и наблюдается при положительном градиенте скорости звука. При спокойной поверхности моря, свободной ото льда, возможно многоскачковое распространение акустического сигнала на большие расстояния путем многократных отражений от поверхности воды без потерь. В зонах между точками выхода лучей на поверхность (каустиками) существуют зоны акустической тени, в которых прием сигналов затруднен или невозможен. Пример лучевой картины при положительной рефракции приведен на Рис. 2 [5].

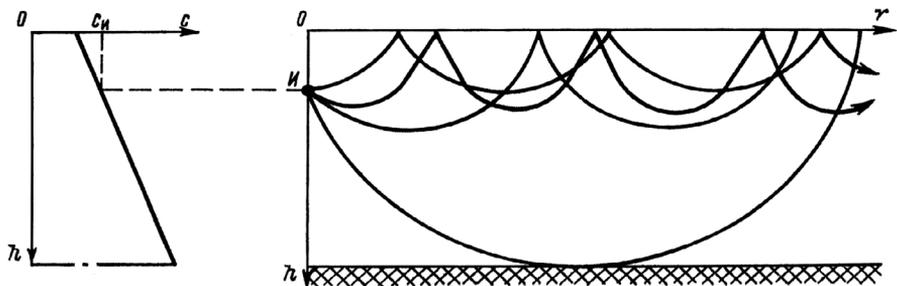


Рис. 2. Лучевая картина при положительной рефракции (И – источник звука, r – горизонтальное расстояние).

При отрицательном градиенте скорости звука наблюдается отрицательная рефракция, при которой звуковые лучи отклоняются вниз ко дну, Рис. 3, [5]. При отражении от дна происходит большое поглощение энергии, что вызывает резкое сокращение дальности связи.

Аналогичный эффект наблюдается при отражении лучей от неровной поверхности ледяного покрова при положительной рефракции.

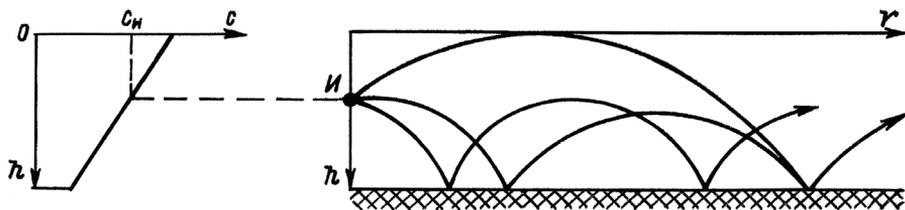


Рис. 3. Лучевая картина при отрицательной рефракции (И – источник звука, r – горизонтальное расстояние).

Отражение звука от границ раздела может происходить зеркально или диффузно в зависимости от соотношения высоты неровностей отражающей поверхности по отношению к длине акустической волны. Зеркальное отражение дает когерентную волну с сохранением определенной фазы несущей частоты, что позволяет производить фазовое детектирование сигнала и когерентное накопление амплитуды при пространственном интегрировании суммы лучей. Наоборот, диффузное отражение сигнала приводит к его рассеянию в различных направлениях, потере фазы несущей и невозможности детектирования и накопления амплитуды путем пространственного или временного интегрирования.

Таким образом, в ходе выполнения ПНИ для разработки экспериментального образца информационно-телекоммуникационной системы с гидроакустическим каналом связи было необходимо выполнить исследования гидроакустических полей в арктических морях и установить зависимость их характеристик от гидрологических и ледовых условий. Такие экспериментальные (натурные) исследования проводились в 2014 и 2015 годах с борта научно-экспедиционных судов (НЭС) «Академик Федоров» (Рис. 4), «Академик Трешников» (Рис. 5), атомного ледокола «Ямал» и других, а также непосредственно с поверхности льда.

Согласно приоритетности задач, определяемых техническими требованиями к разрабатываемой аппаратуре, были проведены исследования следующих характеристик гидроакустических полей:

- вертикального распределения температуры и солености воды с последующим расчетом профиля скорости звука;
- шумов моря в диапазоне рабочих частот 60–80 кГц;
- коэффициентов пространственной корреляции шумов по вертикали и по горизонтали;
- статистики распределения энергии лучей в точке приема многолучевого сигнала;
- коэффициентов отражения звуковых лучей от ледяного покрова и от дна моря;
- коэффициента затухания амплитуды лучей в зависимости от дальности связи в диапазоне рабочих частот.



Рис. 4. НЭС «Академик Федоров».



Рис. 5. НЭС «Академик Трешников».

Для каждого вида исследований были разработаны соответствующие методики, позволившие решать поставленные задачи. Часть исследований проводилась непосредственно с борта судна, другая часть выполнялась с поверх-

ности дрейфующих ледяных полей. С борта судна проводились измерения вертикального распределения температуры и солёности воды с помощью штатного судового оборудования и различных гидрологических зондов (типа SBE-19 и SBE-911) и обрывных зондов (типа ХВТ и ХСТД).

Для каждой станции затем был получен вертикальный профиль распределения скорости звука, некоторые из которых представлены на Рис. 6–9. Скорость звука рассчитывалась по ГСССД 202-2002 [2]. Полученные данные позволяют выделить несколько типичных профилей скорости звука. Как видно на Рис. 6–9 для различных районов Северного Ледовитого океана и арктических морей, вертикальные профили скорости звука могут существенно различаться.

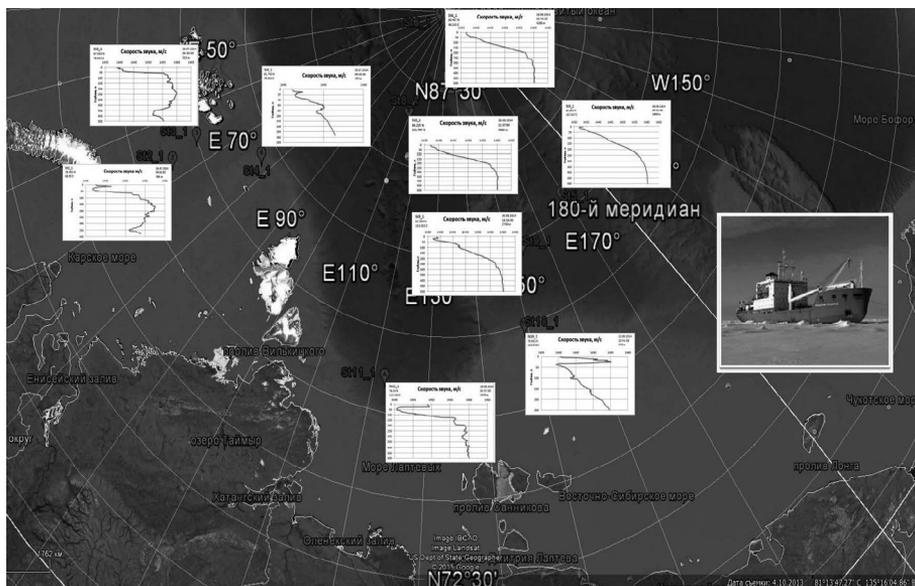
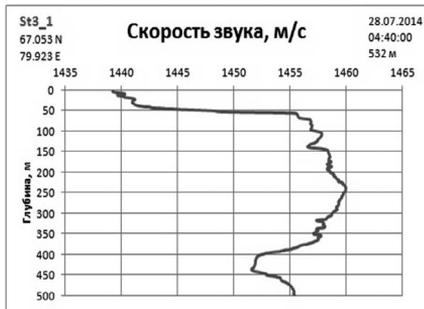


Рис. 6. Вертикальные профили скорости звука на некоторых станциях в экспедиционном рейсе НЭС «Академик Федоров» 2014 г.

Полученные данные о вертикальных распределениях скорости звука позволяют строить лучевые картины для арктических морей с целью определения оптимальных параметров расположения приемного и передающего модулей телекоммуникационной системы с гидроакустическим каналом связи. Например, вертикальные профили скорости звука в Карском море, представленные на Рис. 7, дают основание полагать, что на глубине 350 м (слева) и 440 м (справа) будет наблюдаться подводный звуковой канал (ПЗК). Профиль скорости звука на Рис. 9а показывает ПЗК на глубине 50 м, а на Рис. 9б – 30 м.



а)



б)

Рис. 7. Вертикальные профили скорости звука в Карском море в июле 2014 г.



а)



б)

Рис. 8. Вертикальные профили скорости звука в центральной части Северного Ледовитого океана в августе 2014 г.



а)



б)

Рис. 9. Вертикальные профили скорости звука в море Лаптевых (а) и Восточно-Сибирском (б) в сентябре 2014 г.

Очень важно для решения задачи определить соотношение между долями когерентной и диффузной составляющих сигнала в зависимости от гидрологических и ледовых условий, а также от дальности связи и заглубления излучающей и приемной антенн.

Шумы моря и коэффициенты пространственной корреляции шумов измерялись с поверхности ледяных полей. Для измерений использовались пьезокерамические гидрофоны с встроенными широкополосными усилителями, которые опускались в воду через пробуренные лунки на различную глубину. Регистрация шумов проводилась на ноутбук, используя штатную двухканальную звуковую карту и программное обеспечение «PowerGraph-3».

Для обеспечения исследований на ледяном покрове использовалось общее экспедиционное оборудование и аппаратура, предназначенные для комплексных исследований характеристик ледяного покрова. В состав оборудования входили переносные электростанции, ледовые буры, палатки для размещения обслуживающего персонала и аппаратуры, снегоходы типа «Буран», УКВ-радиостанции для связи с обслуживающим судном. Продолжительность комплексных исследований в одной точке составляет от 2 до 5 суток. Суммарное количество точек наблюдений за один сезон составляет около 6–8.

Для измерения статистики энергии звуковых лучей применялись излучающий и приемный гидрофоны, разнесенные по базе от 300 до 500 м. Излучающий гидрофон подключался к генератору сигналов специальной формы, а связка из двух приемных гидрофонов, удаленных по вертикали на расстоянии 1 м, подключалась к запоминающему двухканальному осциллографу, имеющему сопряжение с компьютером.

Измерение коэффициентов отражения акустических лучей от поверхности ледяного покрова и от дна проводилось также с помощью двух разнесенных излучающего и приемного гидрофонов в импульсном режиме. Короткие импульсные посылки длительностью 0,1 мс, излучаемые с периодом 50 мс, на экране осциллографа показывали суммарную картину приходящих акустических лучей, что давало возможность оценивать их амплитуду, временные задержки и длительность реверберации.

Коэффициенты затухания звука в зависимости от частоты и дальности канала связи измерялись в непрерывном режиме излучения передающего гидрофона и регистрации сигнала приемным гидрофоном. Среднее значение амплитуды принимаемого сигнала на каждой из несущих частот позволяет рассчитать коэффициент затухания, а глубина и спектр относительно низких частот амплитудной модуляции получить оценку характера многолучевости и соотношения амплитуд когерентной и диффузно-рассеянной составляющих суммарного сигнала.

Полученные в 2014–2015 гг. результаты исследований гидроакустических полей в арктических морях обрабатываются и будут использованы при разработке экспериментального образца информационно-телекоммуникационной системы с гидроакустическим каналом связи.

APPLIED RESEARCHES OF HYDROACOUSTIC FIELDS IN THE ARCTIC SEAS

Balakin R.A., Golavskii V.E., Timets V.M.

This article describes the purpose and objectives of the implementation of applied researches of hydroacoustic fields in the Arctic seas and methods of their implementation. As a result of research presented are vertical profiles of the sound speed in different areas of the Arctic seas. This data are used to develop an experimental sample of the telecommunication system with hydroacoustic communication channel.

Литература

1. A. Bouzoualegh et al.: Modeling and Simulation of Underwater Acoustic Communication based on Stateflow and Simulink Models, SETIT 2005, Tunisia, March 2005.
2. ГСССД 202-2002. Морская вода. Скорость звука при соленостях 0...40 промиле, температурах 0...40 град. С и избыточных давлениях 0...60 МПа.
3. Глушко Е.В., Кебкал А.Г. Об интеграции системы цифровой гидроакустической связи с подводными измерительными устройствами. / Труды XI Всероссийской конференции «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики», СПб: Наука, 2012, с. 471-473
4. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Иванов В.Н., Низов С.С., Соловьев В.А., Тимашкевич Г.К., Цибульский А.Л., Швоев Д.А., Кебкал К.Г. Заякоренная профилирующая океанская обсерватория // Подводные исследования и робототехника. 2009. № 2.
5. Свердлин Г.М. Прикладная гидроакустика, Ленинград: «Судостроение», 1990.

**МЕЖДЕКАДНЫЕ ОСЦИЛЛЯЦИИ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ
ВЕРХНЕГО ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ ОКЕАНА В КОНТЕКСТЕ
КОРОТКОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ
СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА**

*Бышев В.И.¹, Нейман В.Г.¹, Анисимов М.В.¹, Гусев А.В.², Романов Ю.А.¹,
Серых И.В.¹, Сидорова А.Н.¹, Фигуркин А.Л.³, Анисимов И.М.¹*

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,

² Институт вычислительной математики РАН,

³ Тихоокеанский институт рыбного хозяйства и океанографии

Получены новые подтверждения того, что известные короткопериодные (межгодовые и междекадные) вариации в динамике современной климатической системы относятся, по всей вероятности, к категории автоколебаний. Такой тип изменчивости динамики природных процессов по определению характеризует их флуктуации на собственных частотах, не обязательно совпадающих с частотой вынуждающего сигнала. Хотя причина возникновения этих вариаций в полной мере пока не выяснена, удалось определить их физическую природу, заключающуюся в квазипериодическом внутрисистемном перераспределении тепла в процессе климатического взаимодействия океанов, атмосферы и суши.

Введение

Изменчивость современного климата относится к числу основных нерешенных проблем в области наук о Земле [IPCC, 2007]. Важнейшим моментом в выборе подходов к решению этой проблемы является постановка вопроса о соотношении и вкладах в эту изменчивость антропогенных и естественных факторов. Если выбрать в качестве носителя этой изменчивости приповерхностную температуру воздуха (ПТВ), то можно с определенным основанием предположить, что известный положительный линейный тренд средней глобальной ПТВ связан с антропогенным эффектом [IPCC, 2013]. В то же время прослеживающиеся на энергетических спектрах колебаний ПТВ статистически значимые всплески на межгодовых и мультидекадных частотах [Бышев и др., 2010] трудно объяснить чем-либо иным, кроме как проявлением естественной изменчивости внутренней динамики климатической системы.

На фоне кажущейся, на первый взгляд, хаотичности проявления климата короткопериодной климатической изменчивости, при определенном подходе к ее анализу удастся обнаружить признаки существования некоторых квазидетерминированных «фазовых» состояний глобального климата [Мохов и др., 2008]. По аналогии с принятой в практике численного моделирования процес-

сов окружающей среды терминологией, такие циклически возникающие мультидекадные фазы состояния климатической системы было предложено соответствующим образом идентифицировать и называть климатическими сценариями [Бышев и др., 2011; Панин и др., 2015].

Обнаружение и систематизация фазовой структуры изменчивости современного климата позволили сделать заключение о том, что на территории Европы и северо-западной Азии в течение последних 100 лет выделялись относительно устойчивые эпизоды (по 25–35 лет) усиления и ослабления континентальности климата со всеми вытекающими отсюда последствиями типа колебаний водности рек, уровня Каспийского моря, экстремальных сезонных температур воздуха и т.п. [Кононова, 2015; Панин и др., 2015; Lebedev, Kostianov, 2008].

Далее потребовалось всестороннее изучение причин и следствий межгодовых и мультидекадных изменений глобальной атмосферы и Мирового океана, а также получение новых доказательств физической согласованности определенного чередования их фазовых состояний. При этом помимо всего прочего, следует учитывать имеющиеся свидетельства того, что в климатическом отношении на межгодовом временном масштабе ведущая роль в этих процессах очевидно принадлежит атмосфере, а на мультидекадном – океану [Барнетт 1980; Монин 1977; Gulev et al., 2013]. Дополнительным подтверждением этой гипотезы послужили выявленные по сути эмпирическим путем факты наличия очагов выхолаживания ВДС в северных частях Атлантического и Тихого океанов [Бышев и др., 2009] в период 1975–1999 гг., отождествляемый [IPCC, 1995; 2001; 2007; 2013] с началом и развитием современного глобального потепления. Заметим, что указанные процессы проходили на фоне известного положительного векового тренда теплосодержания Мирового океана [IPCC, 2013; Levitus et al., 2008; Liman et al., 2010], который дает основание полагать о планетарной значимости перемежающихся тепловых потоков между океаном и атмосферой. Другими словами, есть основание полагать, что климатический сигнал Мирового океана может реализовываться в атмосфере не только в глобальном, но и в региональном масштабах. Причем для отдельных областей планеты в определенные периоды региональный сигнал по своей энергетической значимости, по-видимому, играет преобладающую климатическую роль.

В качестве весьма убедительного подкрепления этой аргументации следует упомянуть независимые результаты анализа материалов таких крупных гидродинамических экспериментов, как МЕГАПОЛИГОН (1987 г., Тихий океан) и Атлантэкс-90 (1990 г., Атлантика), подтвердивших существование в последней четверти прошлого столетия интенсивной тепловой разгрузки в некоторых энергоактивных районах океана [Бышев, Кооль, Снопков, 1992; Бышев и др. 1993; Бышев, Снопков, 1990]. В дополнение к этому, с помощью полученных недавно соответствующих результатов численного моделирования термо-

халинной циркуляции вод Северной Атлантики [Мошонкин и др., 2004] удалось еще раз убедиться в том, что в указанный период имело место сокращение теплосодержания ВДС в Исландском энергоактивном районе [Анисимов и др., 2012].

Независимые свидетельства адекватности наших представлений о реальности мультидекадной фазовой структуры изменчивости современного климата можно обнаружить в значительном количестве публикаций зарубежных коллег, посвященных, так называемому, климатическому сдвигу в Тихоокеанском и Северо-Американском регионах [Minobe, 1999; Stephens et al., 2001; Swanson, Tsonis, 2009; Tsonis et al., 2007; Wang et al., 2009] в середине 70-х гг. прошлого столетия, совпадающему по нашему определению [Бышев и др., 2011] со сменой очередной фазы климата в выше названных областях. Значительный интерес в этом отношении представляет работа [Lee, McPhaden, 2008], в которой содержится информация о климатических фазовых изменениях на рубеже XXI столетия в Тихоокеанском и Индоокеанском регионах, а также исследование [Nakamura, 2013], обратившее внимание на квазисинхронность климатических изменений, имевших место в Гренландском и Охотском морях. Эти и многие другие, им подобные по тематике, работы убедительно характеризуют глобальные и квазисинхронные мультидекадные изменения современного климата на всем пространстве Северного полушария.

Поиски причин наблюдаемых резких изменений состояния природной среды неизбежно заставляют обратиться к Мировому океану как наиболее емкому и активному аккумулятору тепла с обратными связями в составе глобальной климатической системы. В результате основной задачей этой работы стало определение степени согласованности изменений пространственно-временных характеристик океана и атмосферы на внутривековых масштабах в качестве определенного шага на пути к выяснению природы короткопериодной изменчивости современного климата.

Признаки автоколебаний в динамике глобальной климатической системы

На Рис. 1 показано рассчитанное в работе изменение среднегодовых аномалий приповерхностной температуры воздуха в период с 1900 г. по 2002 г. в зоне 30° – 60° с.ш. [Бышев, Нейман, Романов, 2006] и в каждом из шести секторов Северного полушария. На фоне векового нелинейного тренда четко прослеживаются внутривековые (2–8 лет) возмущения и внутривековые квазипериодические колебания с периодом 20–50 лет.

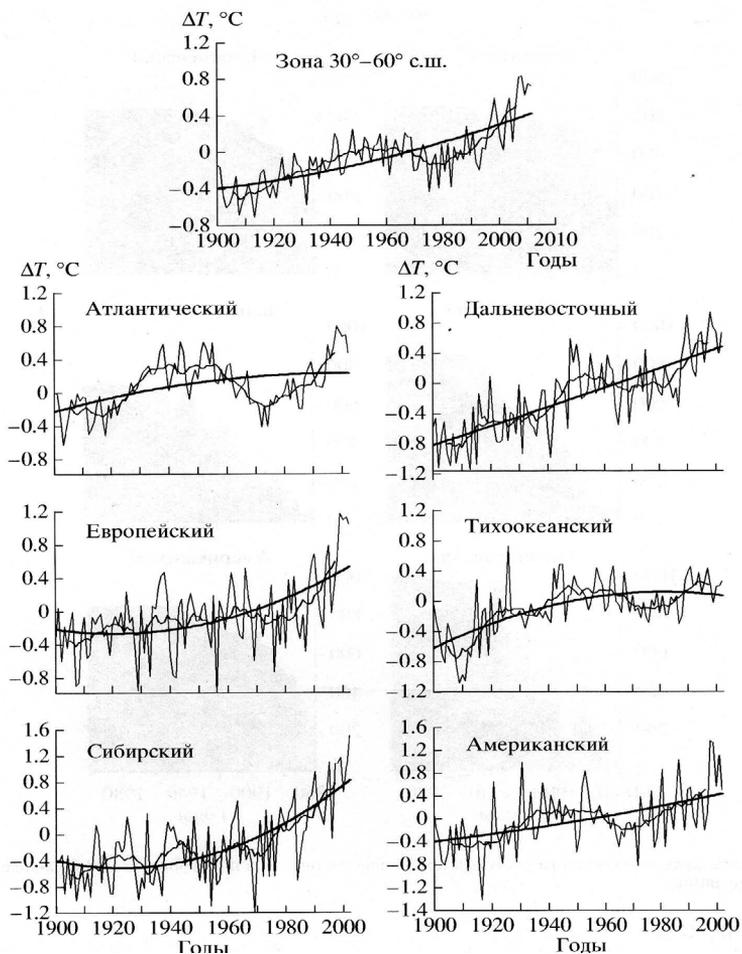


Рис. 1. Изменение среднегодовых аномалий приземной температуры воздуха с 1900 по 2002 гг. в зоне 30°–60° с.ш. Северного полушария и в шести его секторах: Атлантическом (60° з.д.–0° д.), Европейском (0°–60° в.д.), Сибирском (60°–120° в.д.), Дальневосточном (120°–170° в.д., Тихоокеанском (170° в.д.–120° з.д.) и Американском (120°–60° з.д.). Тонкие линии - исходный ряд среднегодовых значений, полу-жирные линии – 11-летние скользящие средние, жирные линии – нелинейные тренды. Шкала ординат – аномалии температуры Т°С; шкала абсцисс – годы.

Обращает на себя внимание тот факт, что характер нелинейных трендов приповерхностной температуры над океанами и континентами является разнонаправленным. Над сушей ветви параболических зависимостей, описываемых полиномом второй степени, являются восходящими (положительный знак второй производной), а над океанами они имеют вид спадающих кривых. Это означает, что над Тихим и Атлантическим океанами рост температуры воздуха в середине XX столетия был выражен заметно ярче, чем над материками. В первой половине прошлого века над океанами происходило ускорение роста приземной температуры (наиболее заметное над Тихим океаном), а над материками наблюдалось замедление роста и даже некоторое понижение температуры (в Сибирском и Европейском секторах). Во второй половине века быстрый рост температуры отмечался уже над материками, а над океанами он существенно замедлялся [Груза и др., 2015].

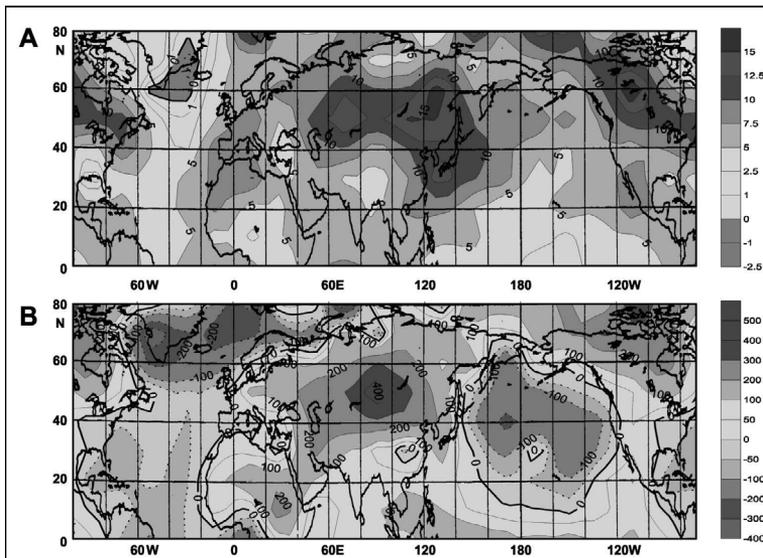


Рис. 2. Характеристики линейного и нелинейного трендов аномалий приземной температуры в Северном полушарии в XX столетии. (А) – линейный тренд (10^{-3} (град)/(год)); (В) – вторая производная полинома второй степени, аппроксимирующего нелинейный тренд (2×10^{-6} (град)/(год)²). Непрерывными линиями показаны положительные значения производных, пунктиром – отрицательные. Затенены области экстремальных величин.

На Рис. 2 представлены характеристики пространственного распределения значений линейного (А) и нелинейного (В) трендов аномалий приповерхностной температуры в Северном полушарии в XX столетии. На карте линейного тренда фактически повсеместно показан рост температуры с экстремумами в центральной части Евразийского континента и на северо-западе Северной Америки. Отрицательные линейные тренды невелики и отмечаются, например, на юге Гренландии. Эти результаты вполне согласуются с представлением о характеристиках современного глобального потепления [IPCC, 2007; 2013]. Структура второй производной свидетельствует о противоположных тенденциях в эволюции аномалий поля температуры над океанами и континентами. Над сушей преобладают положительные значения второй производной, т. е. наблюдается замедление роста температуры в начале и его ускорение в конце прошлого столетия. Для Атлантики и для большей части Тихого океана, напротив, характерна отрицательная вторая производная, т. е. имеет место ускорение роста температуры в начале века и замедление в его конце.

Эти результаты позволили сформулировать гипотезу о том, что на внутривековых масштабах короткопериодные изменения климата в определенной степени связаны посредством системы атмосферной циркуляции с процессом квазициклического глобального перераспределения тепла в пределах климатической системы, в которой океан играет роль внутрисистемного источника тепловой энергии, а материка – её стока [Монин, 1969].

Интенсивность воздействия океана на климатические характеристики материков принято характеризовать уровнем «индекса континентальности» (ИК) климата. Величина ИК является критерием, отражающим, в частности, степень влияния океана на такой климатически важный фактор, как температурно-влажностный режим приземного слоя атмосферы над континентом. ИК обычно выражается функцией амплитуды годового хода температуры воздуха, за которую мы приняли внутригодовую дисперсию её среднемесячных значений.

Динамика указанного фактора в течение прошлого столетия была такова, что в его начале в средних широтах Северного полушария в 4-х континентальных секторах отмечались относительно низкие значения ИК. Затем на протяжении первой половины века над материками наблюдался рост, который в дальнейшем прекратился и сменился понижением ИК, что продолжалось до последнего времени. Одновременно результаты анализа [Бышев и др., 2009] показали, что тенденции изменений среднегодовой температуры воздуха на континентах на вековом масштабе оказались по знаку противоположными названным выше вариациям ИК (Рис. 3). Фазы роста приземной температуры воздуха в течение XX столетия сопровождалось понижением её соответствующих дисперсий и наоборот. Наиболее рельефно указанная особенность ди-

намики системы океан-атмосфера-материки проявилась на протяжении нескольких последних десятилетий, отождествляемых с периодом современного глобального потепления.

Коэффициент корреляции между изменениями анализируемых параметров, очевидно, должен быть отрицательным, как это и следует из результатов наших оценок. Такой тип корреляционной зависимости между вековыми трендами среднегодовых аномалий температуры и её внутригодовой дисперсией отражает особенности динамики многокомпонентного комплекса климатически значимых процессов, к числу которых относятся изменения влажности воздуха, общей облачности, альbedo подстилающей поверхности и др. [Елисеев, Мохов, Гусева, 2006].

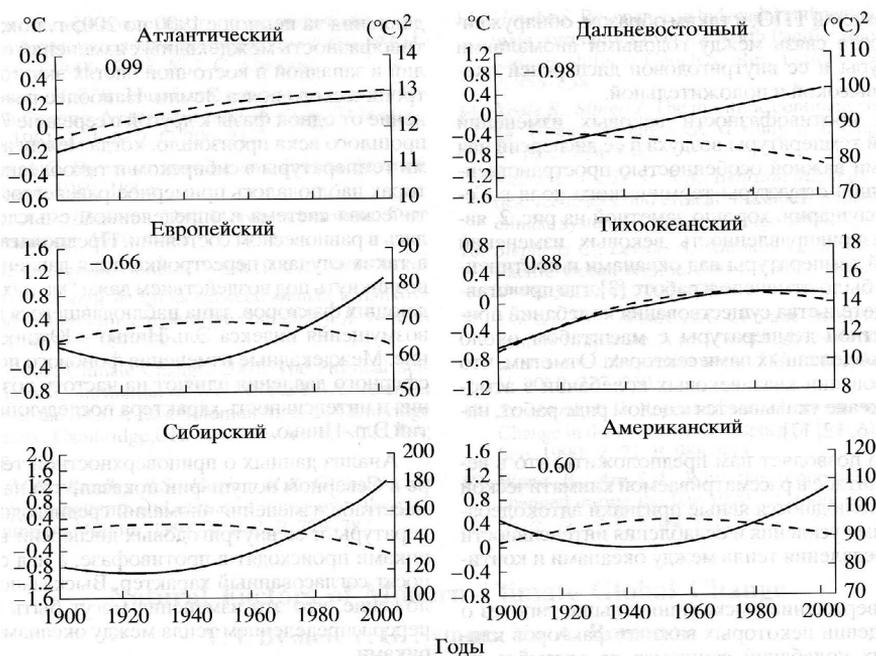


Рис. 3. Вековые нелинейные тренды аномалий (°C – шкала слева) приземной температуры (непрерывные линии) и дисперсии (°C²-шкала справа) внутригодовых изменений приземной температуры (пунктирные линии) для шести секторов северного полушария: Атлантический, 600 з.д.–00; Европейский, 00–600 в.д.; Сибирский, 600–1200 в.д.; Дальневосточный, 120–1700 в.д., Тихоокеанский, 1700 в.д.–1200 з.д.; Американский, 1200–600 з.д. в зоне 300–600 с.ш. Числа – величины корреляции двух характеристик с уровнем значимости 99 %.

В океанах, в отличие от ситуации на континентах, наблюдается высокая положительная корреляция вековых тенденций среднегодовых аномалий и дисперсией внутригодовых вариаций ТПО. Это определяется тем, что аномалии ТПО формируются за счёт непосредственного воздействия термической и динамической конвекции в холодный период года: при аккумуляции тепла происходит увеличение стратификации верхнего слоя океана, а при теплоотдаче стратификация убывает в связи с интенсивностью вертикальной плотностной конвекции в зимних условиях. В результате разность ТПО между сезонами ведёт себя согласованно с характером изменения аномалий ТПО, а связь между годовыми аномалиями температуры и её внутригодовой дисперсией в океане (Рис.3) оказывается высокой и положительной.

Изменчивость теплосодержания верхнего деятельного слоя в ряде информативных районов Мирового океана

Изучение особенностей внутривековых изменений атмосферной циркуляции и аномалий приповерхностной температуры [Мохов и др. 2008; Панин и др., 2015] позволяет интерпретировать наблюдаемые междекадные квазициклические колебания в динамике климатической системы как фазы усиления и ослабления теплообмена океана с атмосферой. Естественно, что чередования фаз теплонакопления и тепловой разгрузки океана должны сопровождаться вполне характерными признаками. Прежде всего, очевидно, что накануне тепловой разгрузки океан обладает повышенным теплозапасом, о чём могут свидетельствовать соответствующие особенности вертикальной термической структуры его верхней толщи и топографии деятельного слоя.

С этой позиции в работе рассмотрена более чем полувековая эволюция термической структуры ВДС в северо-западной части Тихого океана (СЗТО), на обширной территории, условно ограниченной координатами (30° – 62° с.ш., 130° – 180° в.д.). В период 1960–2015 гг. советскими, российскими и зарубежными океанологическими экспедициями в этом регионе было выполнено более 1 млн. гидрологических станций, которые составили принятую нами в обработку базу данных [Boyer et al., 2009]. По этим данным рассчитаны средние вертикальные распределения температуры воды верхнего 1000-метрового слоя для трех структурных зон (субтропической, субарктической и зоны смешения). В пределах каждой из этих зон получены по три средних профиля температуры (Рис. 4), относящихся к трем гипотетическим климатическим сценариям, рассмотренным в работе [Бышев и др., 2011].

По данным упомянутых измерений ВДС в районе СЗТО характеризовался формированием в пределах крупномасштабных междекадных положительных и отрицательных аномалий температуры воды. В субтропической зоне (37° – 39 с.ш.; 150° – 165° в.д.) и в зоне смешения (41° – 43° с.ш.; 150° – 165° в.д.) поло-

жительные аномалии температуры соответствовали временным интервалам 1960–1974 гг. и 2000–2014 гг., а отрицательные – периоду 1975–1999 гг. В субарктической структуре (47° – 49° с.ш.; 154° – 165° в.д.) вод изменчивость аномалий в поле температуры наблюдалась в целом в противофазе по отношению к двум другим структурам.

Рассчитанные величины сокращения теплосодержания ВДС в субтропической зоне и в зоне смещения в период 1975–1999 гг., в предположении, что тепло из океана перешло в атмосферу, позволили оценить мощность этих двух океанических источников в $5,60 \text{ Вт/м}^2$ и $3,74 \text{ Вт/м}^2$, соответственно. Наблюдавшееся повышение теплосодержания ВДС в период 2000–2014 гг., которое, по-видимому, продолжается до сих пор, свидетельствует о том, что океан в настоящее время в СЗТО аккумулирует тепло. Если скорость теплонакопления в этом процессе считать постоянной, то через 3–5 лет теплосодержание ВДС достигнет того состояния, которое было накануне фазы тепловой разгрузки океана (1975–1999 гг.).

Процесс тепловой разгрузки океана был зафиксирован в этом регионе и в результате специальных наблюдений, выполненных в апреле–ноябре 1987 гг., [Эксперимент МЕГАПОЛИГОН, 1992]. Анализ этих наблюдений показал, что в период выполнения эксперимента бюджет тепла в районе взаимодействия Куроисио - Ойяисио был отрицательным [Бышев, Снопков, 1990]. Турбулентные потоки явного и скрытого тепла из океана в атмосферу, а также эффективное длинноволновое излучение превышали приход тепла к поверхности океана за счёт коротковолновой солнечной радиации. Кроме того, были обнаружены и другие сопутствующие признаки выхолаживания океанской поверхности, включая аномальную облачность.

Для дополнительного анализа внутривековой эволюции термохалинной структуры верхнего деятельного слоя северных частей Атлантического и Тихого океанов, а также Южного океана были использованы результаты численных расчетов циркуляции вод Мирового океана по модели Института вычислительной математики РАН [Гусев, Дианский, 2014]. Причём для Северной Атлантики вычисления проведены с разрешением $(1/4)^{\circ} \times (1/4)^{\circ}$ и охватывали период с 1958 г. по 2006 г. [Мошонкин и др., 2004], а для Северной Пацифики и Южного океана – с разрешением $(1^{\circ} \times 1^{\circ})$ для временного интервала 1948–2007 гг.

Примененная в работе модель относится к классу σ -моделей океана, в которых вертикальная координата масштабируется его глубиной. В основе модели лежит система примитивных уравнений в приближениях гидростатики и Буссинеска, записанная в обобщенных ортогональных координатах по горизонтали и в σ -системе координат по вертикали. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенци-

альная температура, соленость и отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности. Для расчета плотности используется уравнение состояния, учитывающее сжимаемость морской воды и специально предназначенное для моделей циркуляции океана.

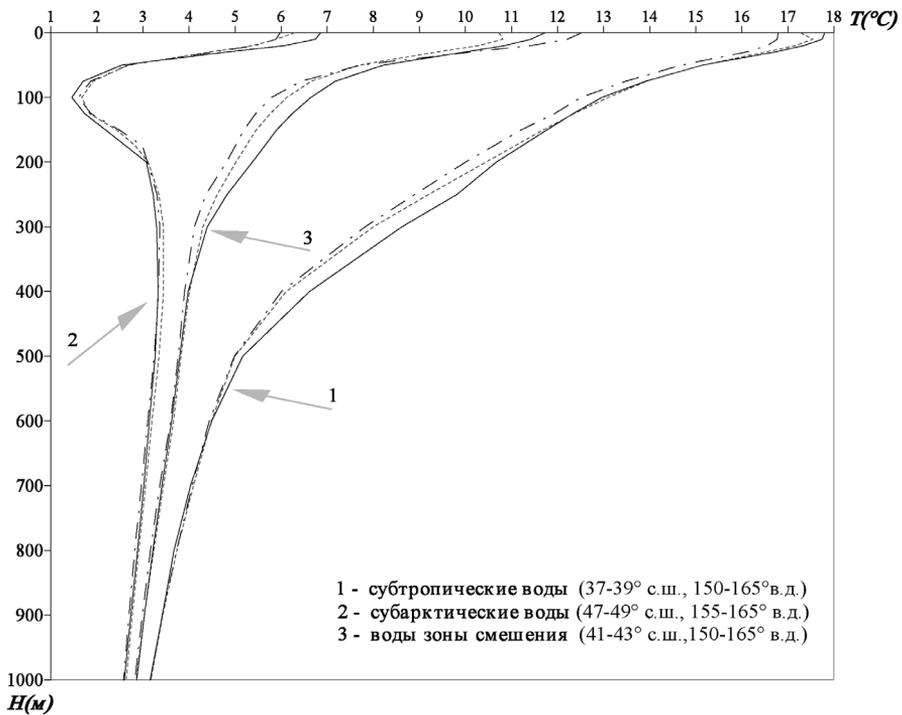


Рис. 4. Средние вертикальные распределения температуры воды в верхнем 1000-метровом слое для трех структурных зон на северо-западе Тихого океана (СЗТО): субтропическая (1), субарктическая (2) и смешения (3). Средние профили представлены для периодов: 1960–1974 гг. (непрерывная кривая), 1975–1999 гг. (штрих-пунктирная), и 2000–2014 (пунктирная).

Для численной реализации модели используется метод расщепления по физическим процессам и пространственным координатам, что является ее отличительной особенностью от других известных моделей. Метод расщепления позволяет эффективно реализовывать неявные и малодиссипативные полунеявные схемы интегрирования, которые дают возможность использовать шаг по времени в несколько раз больший, чем в моделях океана, основанных на

явных схемах с аналогичными пространственным разрешением и коэффициентами вязкости и диффузии. В качестве граничных условий на поверхности океана задаются потоки тепла, солёности и импульса. Для температуры и солёности на боковых границах и дне ставится условие отсутствия нормальных по отношению к ним потоков. На границах для скорости ставится условие не протекания, дополненное условиями свободного скольжения на боковых границах и квадратичного трения на дне.

Обсуждение результатов модельных расчетов

Ранее нами были обнаружены признаки тесной связи мультideкадной фазовой структуры климата в Северной Атлантике с изменчивостью мощности и теплосодержания ВДС в данном регионе [Анисимов и др., 2012]. Данный факт свидетельствует о том, что параметры временной эволюции этого слоя могут дать вполне определенное представление о качественной и количественной характеристиках изменчивости теплообмена океана с атмосферой. В свою очередь такой вывод привел к постановке вопроса о возможном существовании вышеуказанной связи не только в региональном, но и в планетарном масштабе.

То, что крупномасштабный теплообмен океана с атмосферой имеет ярко выраженный сезонный ход, наглядно иллюстрируется (Рис. 5) различиями глобальной топографии нижней границы ВДС для летнего и зимнего сезонов. Зимой в Северном полушарии (Рис.5а) фактически повсеместно в умеренных и высоких широтах, как в Тихом, так и в Атлантическом океане, очевидно в результате возникновения и развития зимней плотностной конвекции, мощность верхнего перемешанного слоя существенно возрастает в сравнении с теплым периодом (Рис. 5б). Принимая это во внимание, можно заметить, что максимальная вертикальная плотностная конвекция в океане приурочена лишь к определенным локализованным областям, вследствие чего пространственное распределение мощности ВДС имеет анизотропный характер. При этом надо полагать, что показанная на рисунках крупномасштабная пространственная структура ВДС, фактически отражающая структуру перемежающейся конвекции, прежде всего, определяется климатическим эффектом широтной зональности. В то же время отдельные детали этой структуры, по-видимому, обусловлены неоднородностями в поле температуры, связанными с наличием фронтальных зон, вихревых образований, меандров течений и прочих гидрофизических аномалий, а также с положением обобщенных траекторий распространения над океаном холодных арктических и континентальных воздушных масс.

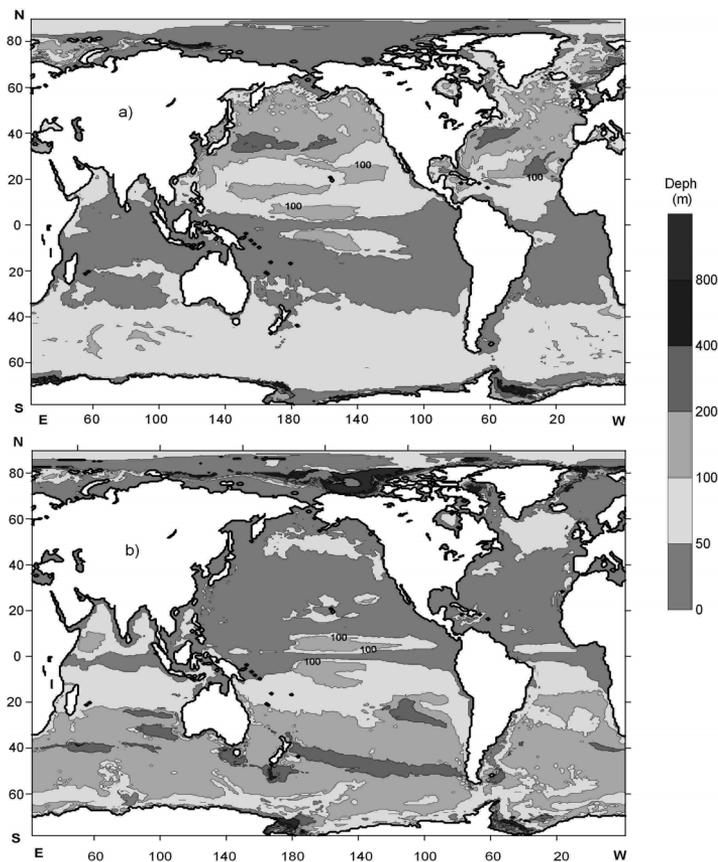


Рис. 5. Топография верхнего деятельного слоя Мирового океана: а) в холодную половину года Северного полушария, б) в тёплую половину года Северного полушария.

Осредненные вертикальные профили температуры в слое 0–800 м дают определенные качественные и количественные представления о произошедших изменениях. Характеристики эволюции вертикальной термической структуры вод (Рис. 6) в слое 0–800 м, относящиеся к периодам существования конкретных климатических сценариев 1958–1974, 1975–1999 и 2000–2006 гг. [Бышев и др. 2011] свидетельствуют о том, что во второй половине XX века мультideкадная изменчивость океана в регионе одного из ключевых информативных районов Северной Атлантики характеризовалась следующими особенностями. До середины 70-х годов теплосодержание ВДС было отно-

сительно высоким, т.е. в целом в предшествующий период этот слой прогрелся и аккумулировал тепло. Далее в период с середины 70-х до конца 90-х годов, наблюдалось заметное понижение средней температуры ВДС, а в начале XXI столетия температура воды в нем вновь стала повышаться.

Эволюция распределения солёности и потенциальной плотности в ВДС этого района Северной Атлантики в период с 1958 по 2006 г., полностью согласуется с соответствующими расчетными данными по температуре. Поскольку рассматриваемый район примечателен циклическим возникновением условий, благоприятствующих формированию холодных поверхностных вод повышенной плотности, то выявленная в работе эволюция полей температуры и условной плотности позволяет сделать вывод о том, что здесь с середины 70-х годов и до конца 90-х годов процесс глубокой конвекции был интенсифицирован, то есть океан в это время отдавал тепло атмосфере. До и после этого периода конвекционные процессы в этом районе были ослаблены, а глубокая конвекция, судя по данным модельных расчетов вертикального распределения плотности в океане, практически не возникала.

Аналогичные результаты по ВДС были получены и для центральной части Северной Пацифики. На Рис. 7 можно видеть, что до середины 70-х годов в верхнем деятельном слое этого региона наблюдался прогрев вод, затем имело место их выхолаживание, продолжавшееся, примерно, до начала XXI столетия, после чего вновь наметилась тенденция к повышению температуры вод ВДС. Качественно и количественно фазовый характер мультидекадной эволюции термической структуры океана отчетливо иллюстрируется средними за некоторые временные интервалы вертикальными распределениями температуры в слое 0–600 м (Рис. 7б). Как уже говорилось, эти интервалы нами подобраны в соответствии с обнаруженной ранее фазовой структурой изменчивости современного климата в Северном полушарии [Бышев и др. 2011].

Таким образом, можно видеть, что изменение теплосодержания ВДС в Северной Атлантике (0–800 м) в период с 1958 по 2006 год и в Северной Пацифике (0–600 м) в период с 1948 по 2007 год демонстрирует три примерно совпадающие по времени чередующиеся фазы теплонакопления и тепловой разгрузки обоих океанов.

Причем наиболее примечательным фактом является то, что последняя из названных фаз (1975–1999 гг.) оказалась, практически с точностью до года, одинаковой по времени в обоих океанах, свидетельствуя о квазисинхронности рассматриваемого глобального процесса [Minobe, 1997; Minobe, 1999; Stephens et al., 2001; Swanson, Tsonis, 2009; Tsonis et al., 2007; Wang et al., 2009, Akasofu, 2010; Бышев и др., 2011; Анисимов и др., 2012]. Того самого процесса очередного мультидекадного перераспределения тепла в климатической системе Земли, к которому привязаны по времени начало и развитие известного глобального потепления на континентах [IPCC, 1995, 2001, 2007, 2013].

Наряду с глобальным характером рассматриваемой мультидекадной осцилляции теплосодержания океана, получившей сокращенное название МОСТОК, нельзя не обратить внимание и на региональные особенности изменчивости температуры воды в Атлантике (Рис. 6) и в Тихом океане (Рис. 7). В частности, надо отметить, что на протяжении второй половины прошлого столетия ТПО изменялась более существенно в Тихом океане, а теплосодержание – в Атлантике. Это различие, по-видимому, связано с тем, что в Северной Атлантике имеет место глубокая конвекция (до 1000–1200 м), а в Тихом океане более значительная плотностная стратификация препятствует развитию конвекции глубже 300–400 м. Из этого следует, что об интенсивности теплоотдачи океана в атмосферу можно судить не столько по изменению аномалий ТПО, сколько по сокращению теплосодержания ВДС.

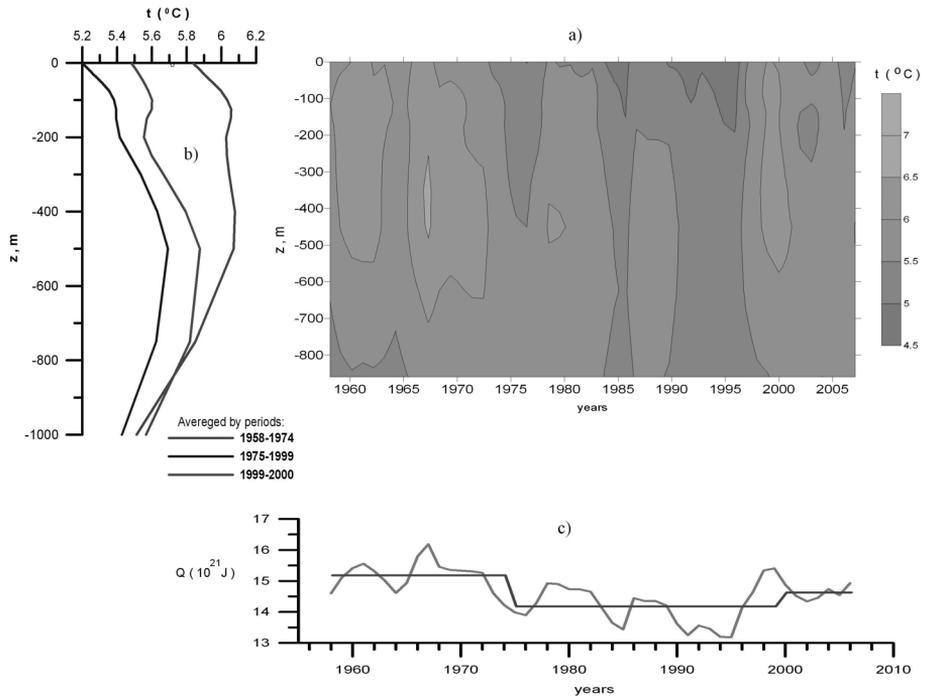


Рис. 6. Эволюция термической структуры верхнего деятельного слоя в Северной Атлантике (55° – 65° с.ш., 40° – 30° з.д.) в холодную половину года (а) в период 1958–2006 гг. Вертикальное распределение температуры (б) в три фазы климата. Изменение теплосодержания (в) верхнего 800-метрового слоя в течение периода 1958–2006 гг.

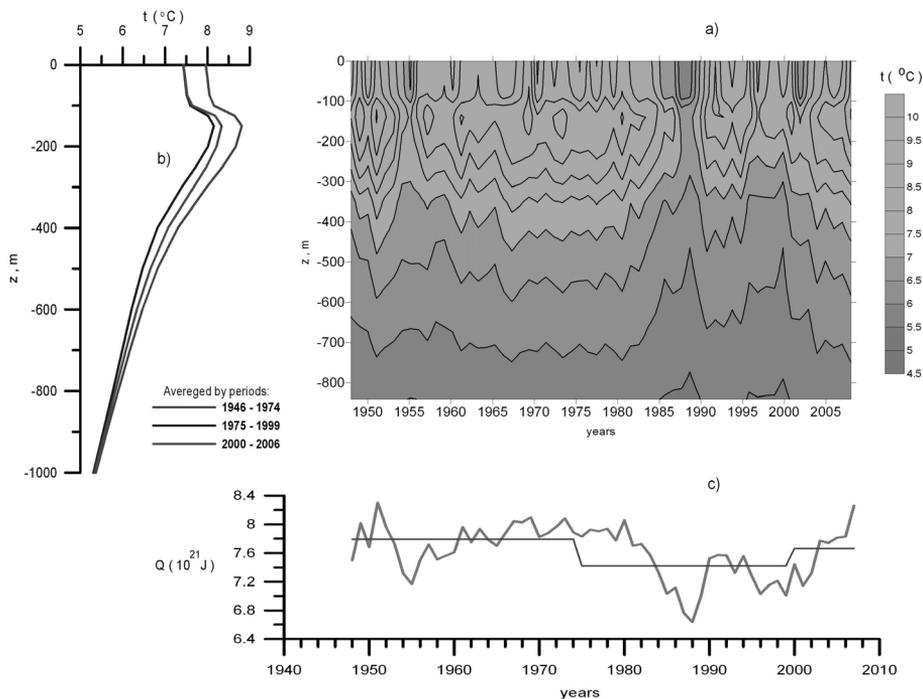


Рис. 7. Эволюция термической структуры верхнего деятельного слоя в Северной Пацифике (35°–45° с.ш., 175°–135° з.д.) в холодную половину года (а) в период 1948–2007 гг. Вертикальные профили температуры (б) для трёх фаз климата. Изменение теплосодержания (в) верхнего 800-метрового слоя в течение периода 1948–2007 гг.

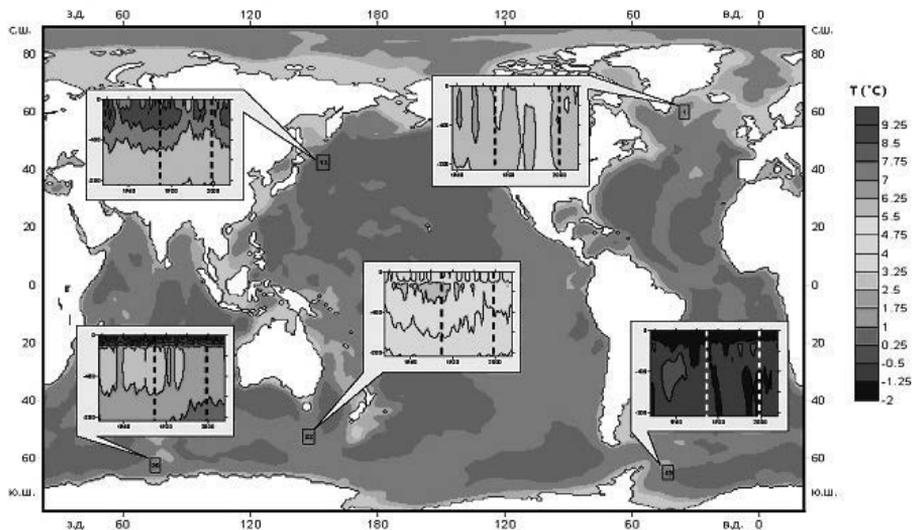


Рис. 8. Схема расположения информативных районов Мирового океана, для которых проведено моделирование эволюции (1950–2015 гг.) термической структуры ВДС, результаты которого показаны на врезках.

Диагностические оценки эволюции теплосодержания верхнего деятельного слоя были выполнены также для ряда районов Южного океана. На Рис. 8 показаны расположение этих информативных районов и эволюция термической структуры ВДС в морях: Уэдделла (67,5–62,5° ю.ш.; 45–40° з.д.), Тасмановом (55–50° ю.ш.; 145–150° в.д.) и Беллинсгаузена (62,5–57,5° ю.ш.; 112,5–107,5° з.д.). Заметим, что все эти регионы приурочены к соответствующим глубоководным котловинам, каждая из которых служит как бы дополнительным естественным геоморфологическим резервуаром океанического тепла, вносящего, в конечном счете, свой вклад в региональный тепловой обмен с атмосферой.

Примечательно, что активная фаза глобального потепления климата на континентах (1975–1999 гг.) в каждом из рассмотренных районов Южного океана, также как и в северном полушарии, сопровождалась тепловой разгрузкой океана, проявившейся в сокращении теплосодержания подповерхностного промежуточного слоя.

Заключение

Данные многолетних гидрологических наблюдений и результаты моделирования эволюции теплосодержания верхнего деятельного слоя Атлантики, Тихого и Южного океанов показали, что ВДС в ряде регионов испытывает квазисинхронные мультидекадные фазовые изменения, в ходе которых наблюдаются чередующиеся эпизоды аккумуляции тепла и тепловой разгрузки океана продолжительностью 25–35 лет. На основе этого результата может быть сформулирована гипотеза о том, что обнаруженная мультидекадная осцилляция теплосодержания океана (МОСТОК) оказывает определенное влияние на формирование соответствующей по временному масштабу глобальной атмосферной осцилляции, проявляющейся в виде короткопериодной фазовой изменчивости современного климата в Северном полушарии [Бышев и др., 2014]. Наблюдавшееся региональное выхолаживание верхнего деятельного слоя океана в определенной фазе его термодинамического состояния, судя по всему, сопровождалось переходом океанского тепла и влаги в атмосферу, что способствовало смягчению и потеплению климата на континентах, как это происходило, в частности, в период климатического сценария 1975–1999 гг. Есть основания полагать, что в фазы МОСТОК, когда ВДС океана аккумулирует тепло, климат на материках в целом становится более континентальным, что и наблюдалось до середины 70-х годов прошлого века и прослеживается в начале текущего столетия.

Наиболее краткая формулировка основного содержания высказанной рабочей гипотезы о тесной связи внутривековых осцилляций в гидросфере и атмосфере сводится к тому, что выявленное чередование фаз аккумуляции и потери тепла в ВДС океана сопровождается сменой знака тепловых потоков в пределах климатической системы и является существенным фактором формирования мультидекадной изменчивости современного климата.

MULTIDECADE OSCILLATIONS OF OCEAN UPPER ACTIVE LAYER HEAT CONTENT WITHIN CONTEXT OF THE RECENT CLIMATE SHORT TERM VARIANCE

Byshev V.I., Neiman V.G., Anisimov M.V., Gusev A.V., Romanov Ju.A.,
Serykh I.V., Sidorova A.N., Figurkin A.L., Anisimov I.M.

New confirmations that known short-period (interannual and interdecade) variations in dynamics of modern climatic system belong, most likely, to the category of self-oscillations are received. Such kind of environmental processes, by determination, is characterized by fluctuations on its own frequencies, which unnecessary coincide with the frequency of a forcing signal. Though the source of such fluctuations is still not clear at least their physical nature was found as quasi-periodical inner heat content redistribution during the process of ocean-atmosphere-land climatic interplay.

Литература

1. Анисимов М.В., Бышев В.И., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н. Мультидекадная изменчивость термической структуры вод Северной Атлантики и ее климатическая значимость // Докл. РАН. 2012. Т.443. № 3. с. 372-376.
2. Барнетт Т.П. Роль океанов в глобальной климатической системе // В кн. Изменения климата. Гидрометеиздат, 1980. с. 209-237.
3. Бышев В.И. Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. М. Наука, 2003, 344с.
4. Бышев В.И., Кооль Л.И., Снопков В.Г. Энергообмен океана и атмосферы по данным эксперимента «МЕГАПОЛИГОН» //В кн. «Эксперимент МЕГАПОЛИГОН». М.: Наука, 1992. с. 200-222.
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., Нейман В.Г., Романов Ю.А. О существенных различиях крупномасштабных изменений приземной температуры над океанами и материками. Океанология. 2006. т.46, №2, с. 165-177.
7. Бышев В.Н., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. О пространственной неоднородности некоторых параметров глобальной изменчивости современного климата.//Докл. РАН. 2009, т.426, № 4, с.543-548.
8. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. Значение и роль Индийского океана в глобальной климатической системе. В книге «Физиче-

- ские, геологические и биологические исследования океанов и морей». М. Научный мир, 2010, с.35-47.
9. 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.
 10. 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.
 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.2014. 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. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В., Смирнов В.Д. Географические и сезонные особенности современного глобального потепления. Фундаментальная прикладная океанология. Т.2, 2015, с. 41-62.
 14. 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.
 15. Елисеев А. В., Мохов И.И. , Гусева М. С. Чувствительность амплитудно-фазовых характеристик годового хода приповерхностной температуры к изменению среднегодовой температуры. Изв. РАН. Сер. ФАО. 2006-т.42, №3, с.326-340.
 16. Кононова Н.К. Изменение циркуляции атмосферы северного полушария в XX-XXI столетиях и их последствия для климата. Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. №1. с.133-162.
 17. Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики. М. Наука. 1969, 184с.
 18. Монин А.С. Роль океанов в климатических моделях // В кн. Физические основы теории климата и его моделирования. Л.: Гидрометеиздат, 1977. с. 206-209.
 19. 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 долгосрочным модельным расчетам // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 5. с. 687-690.

20. 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.
21. Панин Г.Н., Выручалкина Т.Ю., Соломонова И.В. Климатические изменения в Арктике, Северной Атлантике, района Каспия и их взаимосвязь// *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. №1. с.183-210.
22. Эксперимент МЕГАПОЛИГОН, М., Наука, 1992, 415с.
23. Akasofu S.-I. On the recovery from the Little Ice Age. // *Natural Science*, 2010. V.2., N11, p.1211-1224, 2010, doi: 10.4236/ns.2010.211149.
24. Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K., Johnson H.E., Locarnini R.A., Mishonov A.V., O'Brien T.D., Seidov D., Smolyar I.V., Zweng M.M., 2009. *World Ocean Database 2009*. Ed., S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 66, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 216 pp., DVDs.
25. Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W., Koltermann K.P. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // *Nature*. 2013. V. 499. P. 464-468. Doi: 10.1038/nature 12268.
26. IPCC, 1995: *Climate Change: 1995: The Science of Climate Change*./ J.T.Houghton et al. Eds. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1996. 572 p.
27. IPCC, 2001. *Climate Change, 2001: The scientific Basis. Contribution of WG1 to the III Assessment Report of the IPCC*. Eds. Houghton J.T. et al. Cambridge: Cambridge University Press, 892pp.
28. IPCC, 2007: *Climate Change: 2007: The physical Science Basis. Contribution of WG1 to the IV Assessment Report of the IPCC*. Eds. Solomon S., et al. Cambridge University. Cambridge, UK. And New York, NY USA, 996 pp.
29. IPCC, 2013, *Climate Change 2013; The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental. Panel on Climate Change*. Stocker, T. F., D.Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J.Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pp Minobe S.A. 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America.// *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. p.683-686.
30. Lebedev S.A., Kostianoy A.G. Integrated using of satellite altimetry in investigation of meteorological, hydrological and hydrodynamic regime of the Caspian Sea. *Journal of terrestrial atmospheric and oceanic sciences*. 2008, 19(1-2), 71-82.
31. Lee T., Mc Phaden M.J. Decadal phase change in large-scale sea level and winds in the Indo-Pacific region at the end of the 20th century.// *Geophys. Res. Lett.* 2008. Vol. 35. L01605.doi:10.1029/2007GL032419.

32. Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P., et al. Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems // *Geophys. Res. Lett.*, 36,L07608, doi: 10.1029/2008 GL037155.
33. Liman J.M., Good S.A., Gouretski V.V., et al. Robust warming of the global upper ocean // *Nature*. V. 465. 20 May 2010. doi:10.1038/nature09043
34. Minobe S.A Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillation over the North Pacific : role in climatic regime shift // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V.26. p.855-858.
35. S.N.Moshonkin, G.V.Alekseev, A.V.Bagno, A.V.Gusev, N.A.Diansky, V.B.Zalesny *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical.* 2011. Vol.26, No.2, p. 161-178.
36. Nakamura M. Greenland Sea Surface Temperature Change and Accompanying Changes in the North Hemispheric Climate // *J. of Climate.* 2013. V.26. P.8576-8596. Doi: 10.1175/JCLI-D-12-00435.1.
37. Stephens C., Levitus S., Antonov J., Boyer T. On the Pacific Ocean regime shift// *Geophys. Res. Lett.* 2001. Vol. 18 N19, p. 3721-3724.
38. Swanson K.L., Tsonis A.A. Has the climate recently shifted? // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V.36. L06711, doi: 10.1029/2008 GL037022, 2009.
39. Tsonis A.A., Swanson K., Kravtsov S. A new dynamical mechanism for major climate shifts. *Geophys. Res. Letters.* Mechanism for major climate shifts. *Geophys. Res. Letters.* 2007. V.34 L13705, doi: 10.1029/2007 GL030288, 2007.
40. 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.

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ СОВРЕМЕННОЙ ОКЕАНОЛОГИИ

Грузинов В.М., Борисов Е.В.

Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова РФ.

Аннотация

В статье рассмотрены некоторые проблемы современной океанологии, связанные с применением численных и статистических методов исследования и прогнозирования динамики морских водных объектов с точки зрения возможной научной кооперации.

С момента основания Гидрометеорологической службы перед ней ставилась практическая задача прогноза погоды, климата или их отдельных элементов. Прогнозами занимались и занимаются специальные оперативные подразделения, а наблюдения за погодой выполнялись и выполняются наблюдателями на сети гидрометеорологических станций. Так как океан представляет собой в принципе такую же оболочку планеты, как и атмосфера, с той лишь разницей, что занимает меньший объём при значительно большей плотности среды, то понятия погоды и климата ему тоже свойственны, как и атмосфере. Соответственно, он попал в область интересов службы погоды. Для решения этой задачи наука предоставила две методологии, основанные на разных подходах к математической имитации природных процессов в сплошной среде. Первый основан на прикладных методах теории вероятностей и математической статистики. Этот подход базируется на трактовке природных процессов как последовательности случайных событий и, соответственно, абстрагируется от рассмотрения причинно-следственных связей, или рассматривает их как случайные. Естественно, он имеет свой диапазон применимости и предъявляет свои требования к исходной информации. Часть этих требований относится к представительности, регулярности и точности наблюдений, а другая часть связана с ограничениями и возможностями самой методологии, опирающейся на предполагаемую стационарность (в широком смысле) и полноту получаемой информации. Дискретность информации в пространстве и времени, её представительность и точность естественным образом связаны с практикой морской деятельности. А её стационарность и полнота определяют применимость методологии, используемой для прогноза. Наибольшие успехи её применения на практике связаны с прогнозом приливных и непериодических колебаний уровня моря (Герман, Левиков, 1987).

Вторая методология базируется на принципе причинности в формировании природных процессов и опирается на достижения соответствующих разделов физики, в частности – классической гидродинамики. Успехи её применения связаны с решением уравнений математической физики. Не имея современных вычислительных средств, специалисты пользовались аналитическими методами их решения, что часто не давало желаемых результатов. В наше время практика оперативного прогнозирования гидротермодинамики природных водных объектов базируется на применении численных методов решения системы уравнений гидродинамики Рейнольдса и в связи с появлением современных компьютеров развивается наиболее быстрыми темпами. Уравнения гидродинамики представляют собой кодированное изложение законов механики сплошных сред и поэтому основаны на строгом учёте причинно-следственных связей в процессе формирования различных явлений в рассматриваемой среде. Кроме того, по мнению специалистов, дифференциальные уравнения второго порядка, образующие систему уравнений гидродинамики, представляют собой удобный и достаточно гибкий инструмент для имитации прогнозируемых процессов и не связаны с положениями, ограничивающими применимость методов статистики. Но они предъявляют свои требования к исходной информации, которые в отдельных случаях являются не менее жёсткими и трудновыполнимыми. Наиболее впечатляющие успехи применения этой методологии связаны с расчётом трёхмерных полей температуры, солёности и течений в Мировом океане и с оперативным прогнозом уровня, течений, ветрового волнения и ледовой обстановки в таких динамически активных районах как прибрежные воды Арктики, другие окраинные и внутренние моря. Существуют глобальные комбинированные численные модели гидротермодинамики атмосферы и океана. Созданы и успешно применяются математические модели, в которых имеются блоки, построенные на основе применения теории вероятностей и математической статистики. К ним, например, относятся модели прогноза морского ветрового волнения. Есть и уже действуют объединённые системы математических моделей, позволяющих прогнозировать не только гидротермодинамику бассейна, ветровое волнение, но и нарастание, таяние и движение льдов, трансформацию береговой линии, перемещение взвесей различного происхождения и загрязняющих веществ. Это весьма сложные численные системы, требующие высокой профессиональной подготовки пользователей. Однако существует и общий закон, утверждающий, что чем сложнее система, тем выше вероятность ошибки в процессе её эксплуатации. В нашей области знаний эти ошибки заложены как внутри самой системы, так и в способах учёта влияния внешней области (начальные и граничные условия, потоки массы, тепла и солей и способы описания взаимодействия различных элементов системы). При всём этом и сама гидродинамика как наука, и методы, основанные на применении теории веро-

ятностей и математической статистики, продолжают развиваться. Проблемы были и остаются, и решать их лучше вместе, чем порознь, ибо проблемы эти по мере совершенствования компьютерной техники множатся и становятся лишь более серьёзными. Слово «вместе» может означать не только работу по совместным междуведомственным, но и по международным программам.

Рассмотрим два вида проблем, связанных с гидрометеорологическим обеспечением морской деятельности. К первому отнесём естественную недостаточность количества наблюдений, которая выражается в искажениях реального распределения в пространстве и времени наблюдаемых элементов погоды и климата. Поэтому интерес к изучению малоисследованных районов океанов и морей был и остаётся одной из важнейших практических задач. Второй вид проблем связан с недостатками методов, применяемых для обработки данных в процессе прогнозирования, и традиционно был предметом изучения специалистов, занятых разработкой соответствующих методов оценки их качества. Среди этих проблем есть такие, которые имеют общий характер и требуют совместных усилий для их решения. Основным источником недоразумений и ошибок современного численного моделирования динамики океана или моря является суммарный характер получаемых результатов расчёта, представляющих собой общий результат взаимодействия всех процессов. В этом смысле водная среда напоминает кипящую плазму, в которой все явления существуют одновременно и взаимодействуют между собой. Для оценки достоверности полученного решения необходимо либо сравнить его с данными наблюдений, либо провести анализ с использованием физической классификации процессов. Но для сравнения необходимо соответствующим образом обработать данные наблюдений, что подразумевает их фильтрацию в соответствии со структурой применяемой численной схемы. Данных наблюдений, допускающих такую фильтрацию, мы обычно не имеем. Анализ на основе физической классификации имеет свои сложности, ибо надёжно выделить отдельные процессы из общей массы не всегда возможно. Г.И. Марчук, вероятно, был первым, кто предложил моделировать отдельные процессы, формирующиеся в морской среде, с последующим суммированием. Этот принцип применяется, например, в модели INMOM (Дианский и др., 2013). Однако практика применения этого принципа тоже имеет свои проблемы. Например, можно с полным основанием сомневаться, что все моделируемые элементарные процессы действительно реализуются на конкретном отрезке времени в конкретном районе. Каждый из них имеет свою вероятность появления. Кроме того, между этими процессами существует взаимодействие, учёт которого тоже может оказаться важным. Как построить схему решения задачи с учётом физического механизма взаимодействия элементарных процессов, формирующих динамику реальных морских водных объектов?

Начнём с проблемы, которая имеет общий практический характер и, в принципе, вполне решаема. Однако её решение связано с переработкой практически всех пособий и учебников по океанологии. Наиболее яркий пример её существования заимствуем у Ю.Н. Жукова (Жуков, 2015). Допустим, что имеется два круга, радиусы которых равны 1 и 3 см. Площади этих кругов равны 3,1416 и 28,2744 см², соответственно. Теперь определим средний радиус и среднюю площадь круга по формулам арифметического осреднения, которое применяется при составлении гидрометеорологических пособий и в процессе климатического анализа. Они равны 2 см и 15,708 см². Но реальная площадь круга радиусом 2 см равна 12,5664 см², а круга с радиусом 2 см площадью 15,708 см² не существует. Таким образом, при осреднении теряется важнейшая геометрическая характеристика объекта. Это и есть результат раздельного осреднения с последующим расчётом среднего значения параметра, нелинейно связанного с осредняемыми исходными величинами. Однако перечень вопросов, возникающих в связи с проблемой осреднения нелинейно связанных характеристик, очень широк.

Отказ от соответствующего осреднения данных наблюдений не решает этой проблемы. Например, при сравнении результатов расчётов с данными наблюдений требуется оценить их соответствие. Численные расчёты всегда подразумевают некоторое осреднение результатов, связанное с совместным влиянием схемной и параметризованной физической вязкости, с детализацией задания граничных условий и т.д. Следовательно, сравниваемые результаты расчётов и данные наблюдений должны быть приведены к некоторому единому знаменателю. Кроме того, в научной литературе часто встречаются попытки использовать результаты лабораторного моделирования в качестве основы для построения эмпирических формул параметризации изучаемого процесса. К таковым, например, относится процесс турбулентной диффузии загрязняющих веществ в морской среде. Известно, что идентификация процессов диффузии в лабораторной ёмкости и в естественной среде возможна лишь при отношении масштабов лабораторной модели к масштабам естественного процесса в пределе до 1/400. Поэтому прямое сравнение в данном случае возможно лишь в некотором качественном смысле. А данные наблюдений, проведенных в одной точке в течение нескольких минут, вообще не соответствуют модельным расчётам.

Другая проблема, относящаяся к точности статистических оценок, тоже связана с осреднением результатов измерений. Точность определения средней величины по результатам измерений случайного нормально распределённого процесса составляет $\delta = t\sigma/\sqrt{n}$, где t – критерий Стьюдента, σ – среднеквадратическое отклонение, n – количество данных, участвующих в осреднении. Орбитальные скорости измеренного ветрового волнения составляют $h\omega$, то есть

равны произведению высоты волны на её частоту. Поскольку ветровое волнение в океане есть нормально распределённый случайный процесс, то к оценке средней величины скорости течения в волновом поле применимы правила статистики. Средняя величина орбитальной скорости волн средней высоты 1 м и при среднем периоде 2 сек составляет $1 \times (2\pi/2) = 3,14$ м/с, что близко к величине σ . При заданной надёжности оценки среднего, равной 0,475 (с доверительной вероятностью 95 %) $t = 1,96$. Если n , как принято, считать равным 100, то ошибка определения средней скорости составит около 60 см/с. Это, естественно, очень грубая оценка, но при определяемых значениях средней скорости в пределах нескольких десятков см/с такая точность вряд ли удовлетворит любого пользователя. Понятно, что осреднение в процессе численных расчётов производится по более сложной схеме, но точность модельных расчётов скорости течения, солёности, температуры и уровня моря до сих пор не оценивается. Нет даже оценок требуемой точности расчётов, на которые следовало бы ориентироваться. Такие оценки проводились в рамках международной программы WOCE, но касались они только необходимой точности измерений для климатических оценок, но не оценок необходимой точности математического моделирования.

Обратимся к проблеме, связанной с осреднением при проведении климатического анализа гидрологических фронтов. Использование спутниковых методов позволяет более адекватно характеризовать их географическое положение, которое интересует не только климатологов, но и представителей многих отраслей морской деятельности. Положение и характеристики гидрологических фронтов являются важными показателями формирования климатических процессов. Однако спутники дают информацию о распределении температуры и не дают информации о распределении солёности воды в тонком поверхностном слое водного объекта. В тех случаях, когда важна не столько температура, сколько плотность морской воды, мы снова попадаем в область ошибок, о которых говорилось выше. В процессе климатического анализа требуется получить некоторое среднее распределение температуры в области гидрологического фронта. При наложении изменяющихся во времени и пространстве полей происходит размывание изображения. Гидрологический фронт определяется как область максимальных градиентов температуры на карте её горизонтального распределения. С одной стороны, принятого минимального значения градиента температуры (или другой характеристики), начиная с которого существование фронта можно считать доказанным, пока не существует. Определение гидрологического фронта условно, так что прием некоторое характерное предельное значение градиента для определения фронта, которое не будет вызывать сомнений. При размывании осредняемого изображения горизонтального распределения температуры происходит естественное понижение значений её горизонтального градиента, что в пределе

ведёт к исчезновению фронта. Это и понятно: представим себе, что реальное распределение температуры в зоне гидрологического фронта аппроксимируется ступенькой Хевисайда, которая, сохраняя свою форму, меняет своё положение в пространстве в некоторых пределах. В процессе осреднения она (фронт) растянется и исчезнет, но физически фронт продолжает существовать. Значит, всё зависит от цели исследования: если нам нужно осреднённое распределение температуры (распределения хлорофилла или концентрации взвеси) для климатических обобщений, то вопросов не возникает. Но если нам нужен сам гидрологический фронт, то нужно находить соответствующий способ обработки изображения. Как это связано с применением численного моделирования – другой вопрос: ведь в зоне гидрологического фронта формируются свои особые процессы взаимодействия океана и атмосферы.

Рассмотрим некоторые явления, которые трудно адекватно отразить в рамках современных численных схем. Наиболее сложной с этой точки зрения является физически адекватная параметризация турбулентного обмена. К сожалению, этот вопрос не решён на фундаментальном уровне, поэтому выбор коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии обычно диктуется скорее требованиями подгонки результатов расчётов под результаты наблюдений, чем положениями научного обоснования. Типичным в этом смысле является использование в численных схемах повышенных значений коэффициентов вертикальной диффузии температуры и солёности для учёта явления конвекции (Дианский и др., 2013). В классической гидродинамике известна гипотеза Шмидта, согласно которой коэффициент диффузии является параметром, выполняющим функцию ядра сглаживания решения уравнения диффузии. Следовательно, используя его для учёта конвекции, мы должны заранее предполагать, что определяемая характеристика в соответствующем слое воды будет если не постоянной по вертикали, то, по крайней мере, слабо или «гладко» изменяющейся с глубиной. Но, с другой стороны, хорошо известно, что именно конвекция в верхнем слое океана (моря) ответственна за формирование ступенчатой структуры вертикального распределения температуры и солёности (Шумилов и др., 1973). Как такая структура влияет на процессы вертикального обмена в реальности и на результаты численных расчётов – пока можно лишь предполагать. Существует некоторое предельное значение скачка плотности воды на границе двух слоёв, когда вертикальный поток кинетической энергии этих слоёв начинает идти на генерацию внутренних волн, что подавляет вертикальную диффузию и увеличивает динамическую устойчивость ступенчатой структуры. Такие оценки существуют, в частности, по числу Ричардсона, но их не применяют при моделировании. Используемые параболические дифференциальные уравнения диффузии тепла и солей в принципе не имеют решений ступенчатого типа. Но такое решение имеет так называемое «телеграфное» уравнение, которое получается при комплексных

величинах коэффициента диффузии (Монин, Яглом, 1965; Иваненков, Удовенко, 1980). С другой стороны, численное решение уравнений гидродинамики в комплексном пространстве имеет свои сложности. Альтернативы такому подходу можно было бы обсудить, ибо это не только интересно само по себе, но и важно с общей физической точки зрения. Для начала можно было бы вернуться к изучению процесса конвекции в верхнем слое, который по общему мнению специалистов является наиболее эффективным механизмом вертикального обмена. Наиболее полно и последовательно процесс вертикальной конвекции в верхнем слое океана обсуждается в монографии Булгакова (Булгаков, 1975). Существует ряд публикаций, посвящённых изучению так называемой пальчиковой конвекции и других её разновидностей. Результаты экспериментов показывают, что конвекция развивается быстро, однако его связь с внешними условиями не очевидна (Шумилов и др., 1973). Опыт, накопленный в процессе экспериментального изучения процессов в верхнем слое, указывает на возможность послойной аппроксимации турбулентного обмена. В этом случае турбулентность рассматривается как механизм квазиизопикнического обмена в зоне ступенчатого строения верхнего слоя. Но такой вариант описания турбулентного обмена существует только на уровне аналитического идеализированного описания и не используется в рамках оперативного моделирования.

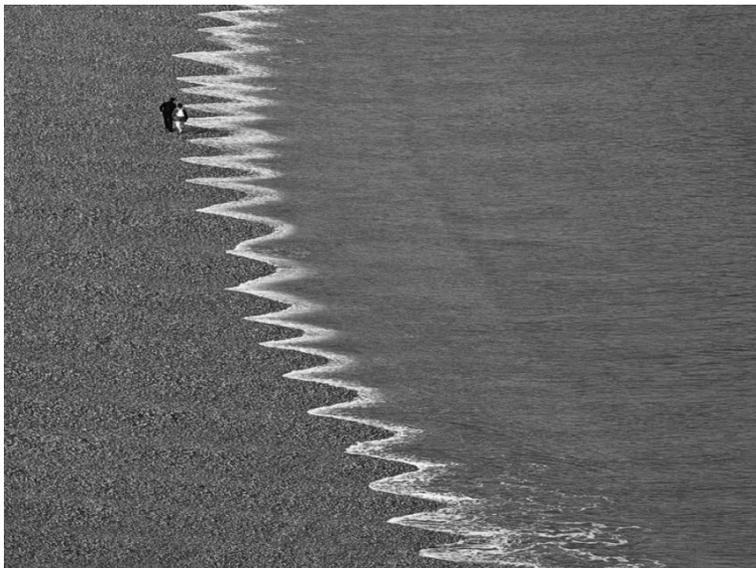
Следующая проблема касается учёта свойств тонкого поверхностного слоя океана в процессе его взаимодействия с атмосферой и более глубокими слоями воды. Наиболее подробно физика тонкого верхнего слоя океана, включая технические средства отбора поверхностных проб воды и проблемы и методы математического моделирования этого слоя, обсуждалась в докторской диссертации В.Б. Лапшина (Лапшин, 1999). В частности, им описаны несколько новых видов конвекции, формирующейся на поверхности океана. Дальнейшее развитие интереса к тонкому поверхностному слою незаметно перешло в область химии и биохимии. Однако по нашему мнению, область, связанная с проблемой загрязнения природной среды, не исчерпывает практической важности изучения проблем, непосредственно связанных с взаимодействием атмосферы и океана. Ведь дело не только в удачной параметризации трения ветра, приемлемой с точки зрения применения численных методов расчёта гидродинамики океана. Это взаимодействие существенно в широком диапазоне пространственно-временных масштабов.

Уже упоминались успехи в области применения статистических методов для прогноза колебаний уровня в прибрежной зоне (Герман, Левиков, 1988). Отдавая должное авторам методов, применяемых в этой области, отметим, что эти успехи в основном касаются прогнозов уровня в точке, в которой установлен измеритель уровня, что даёт возможность формировать временные ряды.

Пространственные связи удаётся выделить в исключительно редких случаях. Численные методы прогноза уровня моря, в том числе и в прибрежной зоне, лишены этого недостатка. Однако в последнее время возникли вопросы, относящиеся как к физическому пониманию процесса приливов, так и к основным постулатам их теории. Дело в том, что в истории исследования явления приливов и развития методов их прогнозирования известны ныне забытые методы кинематического анализа приливов. Не будем вдаваться в обсуждение основ теории этих методов, но отметим, что в них не постулируется, например, необходимость считать амфидромические точки неподвижными. Оказалось, что амфидромические точки могут быть подвижными. Согласно динамической теории приливов, эти точки являются одним из основных признаков приливных волн, для которых характерны элементы как поступательного, так и вращательного движения. В смещении поверхности моря по сложным замкнутым траекториям приливного движения имеются устойчивые (по времени и пространству) точки, в которых это смещение отсутствует – амфидромические (узловые) точки. В классической теории они считаются неподвижными, но оказалось, что в некоторых прибрежных районах со сложной геометрией границ они смещаются в пространстве. Кроме того, принято говорить о приливных волнах. Всем ясно, что они длинные, поскольку их длина намного превосходит глубину океана, не говоря уже о море. Однако фазовая и орбитальная скорости длинных волн должны падать с приближением к берегу, поскольку уменьшается глубина моря. Это тоже один из основных признаков длинных волн (Рабинович, 1993). А в приливных «волнах» происходит наоборот – скорости с приближением к берегу растут. Так что же такое приливы? С одной стороны, существование возвращающей силы в приливных движениях бесспорно, что обязательно как признак волнового движения, а с другой стороны, трудно представить себе длинные волны, ускоряющиеся на мелководье. Если в приливах основной действующей (возвращающей) силой является гравитация, то в инерционных колебаниях морских вод, наблюдающихся во всех морях и океанах существование такой силы спорно. Результаты работ наших и иностранных специалистов в области изучения инерционных колебаний указывают на формирование в верхнем слое так называемых околоинерционных волн, близких по частоте к инерционным колебаниям, которые изменяют частоту при прохождении через геострофические и вихревые структуры, что отличает их других длинных волн, не меняющих частоту даже при отражении от берега. В этой области динамики морских вод накопилось много противоречий, которые следовало бы разрешить (Монин и др., 1974).

Далее, динамикой зоны обрушения ветровых волн занимаются немногие специалисты, несмотря на огромный практический интерес к этой теме, связанный со строительством береговых сооружений. Эта зона является источником

ряда явлений, плохо или вообще не изученных в прикладной океанологии. Достаточно назвать такие явления как разрывные течения или формирование при шторме в зоне наката мощных вдольбереговых волн, достигающих в отдельных местах амплитуды в несколько метров на периодах в диапазоне от нескольких секунд до десятков секунд и называемых в Японии *абика*, а в Испании – *риссага* (Рабинович, 1993). Мы не имеем даже карт тех мест на нашем морском побережье, где такие волны вообще возможны или наблюдались. Разнообразие подобных явлений велико и всё ещё плохо изучено.



Выше приведен пример нарушения теории длинных волн, каковыми становятся любые волны на линии берега. Теория требует, чтобы фронт волны, набегающей на берег, был параллелен берегу. Так оно обычно и происходит. Фотография иллюстрирует явное нарушение этого правила. Может быть, существует более общее правило, допускающее возможность иного поведения волнового фронта?

Учёт динамики длинных волн в прибрежных районах морей осуществляется с учётом свойств, связанных с их отражением от берегов реальной геометрии. Эти особенности учитываются при формировании граничных условий путём введения множителя, зависящего от частоты отражаемых волн. Результаты расчётов убедительно показывают, что динамика уровня моря на частотах длинных волн и генерирующих сил, обусловленных действием ветра, су-

щественно зависит от отражающей способности берега (Рабинович, 1993; Герман, Левиков, 1988). Однако результаты численного моделирования динамики окраинных морей рождают сомнения относительно учёта этой зависимости.

Затронута лишь часть проблем современной океанологии. На самом деле их значительно больше. Некоторые из них рождаются в процессе развития численных методов решения прикладных задач, представляющих собой мощный инструмент, позволяющий получить желаемый результат, в общем-то не тратя силы на его анализ. Но этот результат представляет смесь всех процессов, формирующих его, и, получив «картинку», мы слабо представляем себе, что в ней присутствует и как она получена. Чтобы не полагаться на везение, нужно держать процесс расчёта под контролем, накапливая опыт аналитического осмысления результатов. Современные численные схемы гидродинамических расчётов очень сложны, тем сложнее анализ в процессе их применения. Естественно, нужен обмен опытом, нужно объединение специалистов, решающих аналогичные задачи. Численные методы дают информацию, имеющую объём, который на порядки превосходит объём любых современных наблюдений. И эта информация не сохраняется и неизбежно теряется. Нужно усваивать эту информацию, разрушая невидимый барьер, отделяющий численные расчёты от глубокого аналитического исследования полученных результатов и от реальной оценки их надёжности.

ON SOME PROBLEMS OF MODERN OCEANOGRAPHY

V.M. Gruzinov, E.V. Borisov

The State oceanographic institute by N.N. Zubov.

Some problems of modern oceanography related to the use of numerical modeling and statistical methods for investigation and forecasting of sea water dynamics are discussed in view to the possible scientific cooperation.

Литература

1. Булгаков Н.П. Конвекция в океане. М.: Наука. – 1975. – 272с.
2. Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. – Л.: Гидрометеиздат. – 1988. – 231с.
3. Дианский Н.А., Фомин В.В., Жохова Н.В., Коршенко А.Н. Расчёт течений и распространения загрязнения в прибрежных водах Большого Сочи. // Известия РАН, ФАО. – 2013, - Т. 49, №6. – с. 664 – 675.
4. Ю.Н.Жуков. Что такое прогноз погоды? // Навигация и картография, – №3. – 2015.
5. Иваненков Г.В., Удовенко А.В. Обобщение «телеграфного» уравнения с учётом эффектов памяти в применении к задачам переноса примесей в море. // Труды ГОИНа, Вып. 154. – 1980. – с. 4 – 27.
6. Лапшин В.Б. Поверхностный микрослой океана (физические свойства и процессы). // Автореферат диссертации на соискание уч. степени д-ра мизмат. наук. – МГУ. – 1999. – 41с.
7. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Ч.1. – М.: Наука. – 1965. – 639с.
8. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат. – 1974. – 262с.
9. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. – СПб: Гидрометеиздат. – 1993. – 325с.
10. Шумилов А.В., Косарев А.М., Лебедев В.А. Процессы обмена на границе океан-атмосфера (конспект лекций под ред. А.И.Дуванина). - М.: Изд-во МГУ. – 1973. – 205с.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.А. Зеленко, Ю.Д. Реснянский, Б.С. Струков</i> Изменения термических характеристик океана по данным реанализа за 2005–2015 гг	6
<i>Е.А. Захарчук, Н.А. Тихонова, А.В. Гусев, Н.А. Дианский</i> Сравнение методов численного гидродинамического моделирования колебаний уровня Балтийского моря	22
<i>Т.В. Красюк, А.А. Лукин, С.А. Мысленков, Е.С. Нестеров</i> Статистический анализ вероятности возникновения очагов опасного волнения на акватории Северной Атлантики	43
<i>Н.А. Дианский, В.В. Фомин, Т.Ю. Выручалкина</i> Моделирование циркуляции Каспийского моря с помощью морских и атмосферных расчетов системы МАРС	50
<i>К.Ю. Булгаков, М.С. Молчанов</i> Применение модифицированной теории подобия к моделированию процессов перемешивания в верхнем слое океана	77
<i>Е.В. Борисов, В.В. Фомин</i> Инерционная динамика верхнего квазиоднородного слоя моря	87
<i>А.Е. Букатов, Н.М. Соловей</i> Оценка связи внутригодовой изменчивости характеристик апвеллингов у западных побережий Африки и Америки и крупномасштабной атмосферной циркуляции.....	117
<i>В.А. Соколов</i> Обобщенный метод статистического Т-S анализа и его применение в океанографических исследованиях Северной Атлантики.....	127
<i>В.Н. Сухачев, Е.А. Захарчук</i> Изменчивость гидрометеорологических характеристик в периоды распространения по Финскому заливу волн невских наводнений	138
<i>Н.А. Подрезова</i> Особенности распространения придонных соленых вод в Белом море по результатам моделирования	159

<i>О.П. Никитин, С.Ю. Касьянов</i> О дрейфтерных наблюдениях за течениями и температурой в Баренцевом и Карском морях	171
<i>Д.Ю. Гущина, Б. Девитт</i> Явление Эль-Ниньо и его влияние на процессы в атмосфере и океане	184
<i>А.В. Вареник, С.А. Боброва, В.Ю. Еркушов, Е.В. Катунина, Ю.А. Мальченко, О.А. Переверзев</i> Особенности поступления биогенных и загрязняющих веществ и радионуклидов с атмосферными осадками и аэрозолями в районе г. Севастополя и Крымского побережья.....	209
<i>Н.Н. Дьяков, А.Е. Липченко, А.И. Рябинин</i> Современные гидрометеорологические условия в Черном и Азовском морях	222
<i>А.Е. Липченко, Н.Н. Дьяков</i> Современный метод расчета водного баланса Черного моря	241
<i>В.В. Фомин</i> Расчеты уровня и ветрового волнения в Таганрогском заливе на основе совместной модели	254
<i>А.И. Рябинин, Ю.А. Мальченко, Л.Л. Смирнова, С.А. Боброва, Е.А. Данилова</i> Временная и пространственная динамика физико-химических и микробиотических характеристик аэрозолей Причерноморского побережья Крыма	268
<i>В.С. Кочергин, С.В. Кочергин</i> Вариационная идентификация входных параметров модели переноса примеси по данным измерений	289
<i>А.С. Соломатов</i> Влияние морских вод, проникающих в устье реки Северная Двина, на хозяйственную деятельность региона	296
<i>Е.Д. Вязилов, Д.А. Мельников, Н.В. Чуняев</i> Новые формы и средства представления гидрометеорологической информации.....	301

<i>Р.А. Балакин, В.Э. Головский, В.М. Тимец</i> Прикладные исследования гидроакустических полей в арктических морях	312
<i>В.И. Бышев, В.Г. Нейман, М.В. Анисимов, А.В. Гусев, Ю.А. Романов, И.В. Серых, А.Н. Сидорова, А.Л. Фигуркин, И.М. Анисимов</i> Междекадные осцилляции теплосодержания верхнего деятельного слоя океана в контексте короткопериодной изменчивости современного климата.....	323
<i>В.М. Грузинов, Е.В. Борисов</i> О некоторых проблемах современной океанологии.....	344

Сборник научных трудов
Труды ГОИН
Выпуск 217
ИССЛЕДОВАНИЯ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Редактор – **Борисов Е.В.**
Технический редактор: **Кузнецова О.В.**
Верстка – **Турьшев В.С.**
Корректор – **Сергунова Д.Ю.**

Подписано в печать 20.07.16. Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Печатных листов 22.5. Заказ №3346. Тираж 300 экз.

Издательство «**Артифлекс**», г. Обнинск, com@art-fex.com.
Отпечатано в **ОАО «Можайский полиграфический комбинат»**.
143200, г. Можайск, ул. Мира, 93.
www.aoampk.ru