Морской гидрофизический институт
Национальной Академии наук Украины

На правах рукописи

Кубряков Александр Иванович

УДК 551.465

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ И ПРОЦЕССОВ МАССОПЕРЕНОСА В ЧЕРНОМ МОРЕ В ПРИЛОЖЕНИИ К ЗАДАЧАМ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОГРАФИИ

04.00.22 – Геофизика

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Севастополь – 2014

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Наблюдаемые изменения климата и антропогенное воздействие человека на окружающую среду Черного моря приводят к её значительным изменениям. Для окружающих Черное море стран - Болгарии, Грузии, Румынии, России, Турции и Украины - существенная часть населения которых живет в прибрежной области и исторически связана с морскими отраслями промышленности (рыболовство, мореплавание, судостроение и др.) и туризмом, изменения морской окружающей среды всегда были весьма значимы.

Промышленная эксплуатация шельфа моря и его использование для добычи и транспортировки нефти и газа с неизбежностью приводят к возрастанию вероятности крупных антропогенных катастроф, требующих усилий соответствующих служб прибрежной страны для минимизации ущерба рекреационным и биологическим ресурсам морской среды.

Усиление экономической деятельности на морских акваториях и в прибрежной полосе моря (в частности, в связи с разведкой и освоением ресурсов шельфа, ростом морских грузопотоков, в т.ч. опасных грузов, прокладкой подводных газопроводов, развитием действующих и построением новых портов, рейдовых перевалок и т.д.) налагает повышенные требования к обеспечению безопасности жизнедеятельности и экологической безопасности.

В современных условиях стало ясно, что возможные будущие изменения окружающей среды Черного моря должны быть адекватно оценены для того, чтобы соответствующие управленческие решения и финансовые затраты основывались на прочном фундаменте. В связи с этим состояние Черного моря требует повышенного внимания и детального анализа.

Возможность осуществления диагноза и прогноза состояния моря обеспечили новые технологии наблюдений морской среды, современные модели циркуляции морей и океанов, основанные на физически полных нелинейных системах уравнений морской динамики, способные адекватно, не только качественно, но и количественно, воспроизводить реальные процессы, а также

высокопроизводительные компьютеры, позволяющие производить численное интегрирование этих уравнений с необходимым временным и пространственным разрешением. Разработка и создание междисциплинарных систем, позволяющих подобно метеорологическим системам диагноза и прогноза погоды, оперативно контролировать и прогнозировать состояние морской среды, является одной из основных задач нового бурно развивающегося направления физической океанографии - оперативной океанографии. Для бассейна Черного моря основы оперативной океанографии были разработаны специалистами Морского гидрофизического института Национальной академии наук Украины (МГИ НАНУ) в 80-х годах прошлого века с началом спутникового мониторинга состояния моря [94].

Международное сотрудничество является необходимым условием разработки и эффективного функционирования междисциплинарных систем диагноза состояния Мирового океана и его морей в реальном режиме времени и среднесрочного прогноза его эволюции. Исходя из этого в течение последних нескольких лет учеными, специалистами и политиками причерноморских стран при поддержке Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО были предприняты усилия для создания проекта «Глобальная океаническая наблюдательная система Черного моря» (ГОНСЧМ) - Black Sea GOOS, как составной части Глобальной океанической наблюдательной системы (ГОНС) – Global Ocean Observing System (GOOS) [50]. В мае 1999 г. в Стамбуле состоялось заседание Рабочей группы ГОСНЧМ под эгидой МОК, на котором был принят пилотный проект ГОНСЧМ [320], а в июне этого же года в Париже, на Ассамблее МОК, этот проект был утвержден [467] в качестве регионального проекта МОК ЮНЕСКО.

В мае 2001 г. в г. Поти (Грузия) состоялось международное рабочее совещание [209], на котором были созданы Управляющий Комитет ГОНСЧМ, другие рабочие органы и разработаны и приняты соответствующие документы, в частности, Меморандум о взаимопонимании между причерноморскими странами и Меморандум о взаимодействии между ГОСНЧМ и Европейской ГОНС.

Впоследствии оба вышеупомянутых документа были подписаны официальными уполномоченными лицами стран-участниц [303].

В 2002 г. во время работы 2-й Международной конференции по океанографии Восточного Средиземноморья и Черного моря в г. Анкаре (Турция) состоялось первое заседание Управляющего Комитета ГОСНЧМ [319], на котором был принят Научный стратегический и рабочий план ГОНСЧМ [208]. Этот план представляет собой научно обоснованное руководство по созданию оперативной океанографической наблюдательной системы, способной контролировать и прогнозировать циркуляцию вод и состояние экосистемы Черного моря на непрерывной основе. Он определяет научные и технологические аспекты исследования и рассматривает стратегию развития ГОСНЧМ как для открытого моря, так и для прибрежных и шельфовых областей Черного моря.

В настоящее время оперативная океанография является разделом науки об океане, который на регулярной основе делает доступными данные наблюдений и моделирования высокого качества как для фундаментальных исследований, так и для практических приложений. Сильная изменчивость морских течений и необходимость непрерывной оценки состояния морской среды требуют постоянного мониторинга с высоким разрешением и качеством. В то же время для научных изысканий требуются постоянные наблюдения важнейших переменных состояния моря в целях выявления новых физических механизмов и процессов. Оперативная океанография призвана производить такие основные потоки информации по всему миру, от данных наблюдений, удовлетворяющих международным стандартам, до их отображения и прогнозирования в целях удовлетворения потребностей всевозможных пользователей [419].

Реализация оперативной океанографии все еще находится на стадии становления для многих бассейнов Мирового океана и прибрежных морских районов.

Для Черного моря в целях решения задач контроля его состояния Морским гидрофизическим институтом в рамках национальных и международных исследовательских программ в сотрудничестве с различными организациями в

период 1985-2006 гг. была разработана оперативная система, позволяющая осуществлять непрерывный мониторинг гидрофизических полей. Система эксплуатируется Черноморским Центром Мониторинга и Прогноза динамики и экосистемы Черного моря, который осуществляет диагноз и прогноз гидрофизических полей с учетом и ассимиляцией спутниковых и метеорологических данных, поступающих из разных источников и несущих информацию о внешнем воздействии на морскую среду.

В основе всех систем мониторинга морской среды лежит идея использования данных наблюдений, в первую очередь данных дистанционного зондирования с искусственных спутников Земли, в численных моделях циркуляции морей и океанов [46]. Данные наблюдений, как правило, разнородны и имеют различное пространственное и временное разрешение. Дистанционные измерения, хотя и охватывают интересуемую акваторию практически единовременно, дают информацию, в основном, только о поверхностном слое моря, тогда как практически важно полное описание трехмерной структуры гидрофизических полей. Следует также иметь в виду, что данные дистанционного зондирования океана, как и любые другие наблюдения, характеризуют только текущее состояние морской среды. Численные модели, используя данные измерений для задания граничных условий, инициализации и ассимиляции, способны не только восстановить трехмерную структуру морской среды, но и прогнозировать изменение ее состояния.

Кроме того, системы мониторинга должны предусматривать не только количественные наблюдения (скорость течений, число особей, концентрация тех или иных химических элементов, температура и т. д.), но характер и механизмы взаимодействия различных процессов.

Математическое моделирование является одним из основных инструментов исследования динамики Мирового океана, его влияния на климат Земли, его роли в жизни планеты. Прогресс океанографии на современном этапе обусловлен, наряду с разработкой и созданием новых средств и методов наблюдений, развитием численного моделирования. Поскольку любой эксперимент требует воспроизводимости и, желательно, управляемости, что в натурных геофизических

исследованиях практически невозможно, преимущества численных экспериментов, дающих возможность имитации процессов, которые нельзя непосредственно наблюдать, становятся очевидными. А в задачах диагноза и прогноза циркуляции и состояния вод Мирового океана математическое моделирование играет решающую роль.

Именно математические модели, описывающие механизмы взаимодействия между элементами морской среды, позволяют выявить основные тенденции и спрогнозировать поведение среды при различных стратегиях антропогенного воздействия. Для большинства упомянутых проблем задача является междисциплинарной и требует построения интегрированных математических моделей, представляющих собой синтез гидродинамической модели, описывающей структуру и изменчивость гидрофизических полей, моделей переноса загрязняющих примесей и химико-биологической модели, описывающей трансформацию основных компонент морской среды [193].

Гидрофизический блок в таких моделях представляет основную часть, а численная модель, лежащая в его основе, должна быть высококачественной и отвечать целому ряду критериев [66]. Система уравнений модели должна быть основана на так называемых «примитивных» уравнениях и включать в себя физически обоснованные параметризации процессов, которые не разрешаются моделью. Модель должна качественно верно воспроизводить климатическое состояние моделируемого бассейна, быть вихреразрешающей, желательно, чтобы её численная схема была энергосбалансированной и имела достаточно высокий порядок точности. Дрейф модели в направлении собственного климата при задании наблюденных климатических начальных и граничных условий должен быть незначительным [95].

За последние два десятилетия прогресс в области компьютерных технологий и систематические усилия океанографов по развитию математического моделирования динамики океана привели к значительному росту числа моделей циркуляции. Далеко не полный перечень и описание лишь хорошо документированных современных моделей можно найти в

[42,154,200,273,275,277,278,312,383,471]. И хотя модели циркуляции, в том числе лежащие в основе существующих систем мониторинга, продолжают непрерывно совершенствоваться, чтобы охватить всю полноту и многообразие протекающих в море процессов, логика развития оперативной океанографии, а также насущные потребности человека, объективно обусловили индустриальный этап их становления, который характеризуется резким переходом от фундаментальных разработок к их повсеместному практическому применению. Например, многие модели из списка, приведенного в [312], не только хорошо известны, но находятся в свободном доступе широкому кругу океанографов для решения разнообразных задач, в том числе при создании систем мониторинга в самых различных морских регионах. Как правило, на соответствующем веб-сайте, посвященном такой модели, размещены документация по описанию модели, инструкции по загрузке кода модели и связанного с ним программного обеспечения. Кроме того, поддерживается постоянная обратная связь с пользователями модели, что, естественно, способствует непрерывному развитию модели и устранению всевозможных ошибок в коде, неизбежных в таких сложных программных комплексах.

Более того, в настоящее время разработка таких комплексов осуществляется путем применения единой технологии создания программ в виде так называемых пакетов прикладных программ. В этой ситуации на первый план перед пользователем выступает проблема адаптации модели к конкретному объекту исследования и настройки параметров модели для решения поставленных задач.

Таким образом, если рассматривать проблему математического моделирования как триаду "модель - алгоритм – программа» [162], то, поскольку ныне существующие модели, предлагаемые к широкому использованию, уже сейчас могут быть применены для решения многих задач оперативной океанографии, пользователи получают возможность быть избавленными от довольно громоздкой и рутинной работы по написанию достаточно стандартных процедур в упомянутой триаде, сосредоточив усилия на решении конкретных фундаментальных и прикладных проблем.

При этом адаптация и эксплуатация такой модели не является простой задачей. Так, разработчики известной и достаточно широко распространенной модели ROMS (Regional Ocean Modeling System), обращаясь к потенциальным пользователям, пишут [309]: *«ROMS is not a "black box" model that can be setup and run easily for realistic applications; if this is your interest, we recommend you establish collaboration with experienced scientists that already have an application in your area of interest or find a simpler model. ROMS is intended for users interested in ocean modeling and requires an extensive oceanographic background to setup the model and analyze the resulting data to ensure that you are getting a correct solution»*[1].

Это же, несомненно, справедливо по отношению ко всем подобным моделям, удовлетворяющим упомянутым выше критериям возможности применения их для решения задач, стоящих перед оперативной океанографией.

Следует отметить, что в то же время, поскольку любая модель не охватывает объекта во всей полноте его свойств и лишь приближает к реальности, необходимость разработки и создания новых моделей, а также развития и совершенствования существующих моделей, остается в числе важнейших задач физической океанографии.

Связь работы с научными программами, планами и темами. В диссертации обобщены результаты исследований автора в области численного моделирования динамических процессов в Черном море, его прибрежных акваториях и других

---

[1] «Модель ROMS не является «черным ящиком», который можно легко установить и запустить в действие для практических приложений; в ваших интересах, мы рекомендуем вам установить сотрудничество с квалифицированными учеными, которые уже имеют опыт использования модели в интересующей вас области, или найти более простую модель. Модель ROMS, предназначенная для заинтересованных в моделировании океана пользователей, требует обширного базиса океанографических знаний для настройки модели и анализа полученных на её основе данных, чтобы гарантировать, что будет получено правильное решение» (перев. автора).

полузамкнутых морских бассейнах. Работа выполнялась в соответствии с планами научных исследований МГИ НАНУ, а также международного сотрудничества в рамках следующих завершенных и действующих научно-исследовательских программ:

- Проект НАН Украины «Исследование закономерностей функционирования шельфовых экосистем в условиях антропогенной и техногенной нагрузок» (шифр «Шельф»), 2001–2005, ГР № 0101U001019, исполнитель;
- Проект НАН Украины «Современное состояние шельфовой зоны Черного моря и рекомендации по использованию минеральных и рекреационных ресурсов» (шифр «Ресурсы шельфа»), 2002–2006, ГР № 0102U001482, исполнитель;
- Проект НАН Украины «Разработка новых методик тематической обработки космической информации для исследования морей и океанов» (шифр «Методика»), 2006–2009, ГР № 0107U007964, исполнитель;
- Проект НАН Украины «Комплексные гидрофизические и гидрохимические исследования морской среды с целью устойчивого, экологически и техногенно безопасного использования ее ресурсного потенциала» (шифр «Океанография»), 2007–2009, ГР № 0107U004396, исполнитель;
- Проект НАН Украины «Фундаментальные исследования физических процессов, определяющих состояние морской среды» (шифр «Физика моря»), 2009–2010, ГР № 0109U003178, исполнитель;
- Проект НАН Украины «Создание и развитие на основе современных технологий междисциплинарной океанографической системы мониторинга и прогноза состояния Черного моря» (шифр «Оперативная океанография»), 2007–2010, ГР № 0106U001407, исполнитель;
- Проект НАН Украины «Создание национального модуля Черноморских прогнозов как элемента единой Европейской системы» (шифр «Черноморский прогноз»), 2010–2011, ГР № 0110U000964, исполнитель;

- Проект НАН Украины «Оперативный морской прогноз» (шифр «Морской прогноз»), 2011–2013, ГР № 0111U001419, исполнитель;
- Проект Государственного агентства по вопросам науки, инноваций и информатизации Украины «Мониторинговые исследования состояния прибрежных экосистем при использовании Черноморского экспериментального подспутникового полигона» (шифр «Полигон»), 2012–2013, исполнитель;
- Проект НАН Украины «Развитие междисциплинарной системы наблюдений и прогноза прибрежной зоны Черного моря» (шифр «Геосфера: исследования Земли из космоса»), 2012–2013, ГР № 0111U004990, исполнитель;
- Проект НАН Украины «Климатические сценарии, мониторинг и риски» (шифр «Риски»), 2012–2014, ГР № 0112U000709, исполнитель;
- Проект НАН Украины «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюция экосистем Черного и Азовского морей, на основе современных методов контроля состояния морской среды и гридтехнологий» (шифр «Фундаментальная океанология»), 2011–2014, ГР № 0111U001420, исполнитель;
- Международный проект «Исследование Измирского залива», 1994–1997, ответственный исполнитель;
- Международный проект Black Sea GOOS (The Global Ocean Observing System), 2000–2002, ГР № 0100U004542, исполнитель;
- Международный проект EU FP4 ARENA (A Regional Capacity Building and Networking Programme to Upgrade Monitoring and Forecasting Activity in the Black Sea), 2003–2006, ГР № 0104U06731, ответственный исполнитель;
- Международный проект EU FP5 ASCABOS (A Supporting Programme for Capacity Building in the Black Sea Region towards Operational Status of Oceanographic Services), 2006–2008, ответственный исполнитель;
- Международный проект EU FP6 ECOOP (European Coastal–shelf Sea Operational Observing and Forecasting System), 2007–2009, исполнитель;

- Международный проект EU FP6 SESAME (Southern European Seas: Assessing and modelling ecosystem changes), 2008–2011, исполнитель;
- Международный проект MONINFO (Environmental Monitoring of the Black Sea Basin: Monitoring and Information Systems for Reducing Oil Pollution), 2010–2011, исполнитель;
- Международный проект EU FP7 MyOcean, 2009–2012, исполнитель;
- Международный проект EU FP7 MyOcean2, 2012–2014, исполнитель;
- Международный проект РАН–НАНУ «Черное море как имитационная модель океана» (шифр «Черное море»), 2011–2014, ГР № 0112U001884 исполнитель.

Цели и задачи работы. *Целью* работы является разработка и создание на основе математических моделей общей циркуляции океана моделей и систем, направленных на решение задач оперативной океанографии по исследованию и прогнозированию процессов динамики вод и массопереноса в Черном море и его прибрежных акваториях.

Были поставлены и решены следующие задачи:

1. На основе моделей переноса и диффузии, инкорпорированных в оперативную численную модель циркуляции Черного моря:

- восстановлен сезонный ход фонового пространственного распределения эмульсионно - растворенной фракции нефтеуглеводородов в аэробной зоне Черного моря;
- проведены оценки степени распространения цезия-137 в поверхностном слое Черного моря в первый год после чернобыльской аварии.

2. На основе балтийской системы SeaTrackWeb и оперативной модели циркуляции МГИ создана оперативная система прогноза распространения нефтяных разливов в Черном море BlackSeaTrack Web.
3. Исследовано влияние распресняющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на формирование стратификации и циркуляции вод в северо-западной части Черного моря.

4. Выполнена реконструкция климатического сезонного хода гидрофизических полей Черного моря.
5. Проведен ретроспективный анализ гидрофизических полей Черного моря за период 1971–1993 гг.
6. Исследованы процессы формирования холодного промежуточного слоя Черного моря на основе данных реанализа гидрофизических полей.
7. Исследовано влияние оптических свойств воды на динамику и стратификацию верхних слоев Черного моря.
8. Проведены сценарные расчеты распространения техногенного загрязнения в акватории моря у Южного берега Крыма в результате аварии в Ласпинской бухте.
9. Проведено моделирование циркуляции и распространения загрязняющих примесей в Балаклавской бухте.
10. Создана оперативная система морских прибрежных прогнозов Черного моря.
11. Разработана система тренингов по моделированию циркуляции в бассейне Черного моря.

Объекты исследования – Черное море и его прибрежные акватории.

Предмет исследования – динамика и термохалинная структура вод, процессы массопереноса.

Методы исследований – численное моделирование на основе конечно-разностных алгоритмов решения нелинейных дифференциальных уравнений гидродинамики в частных производных.

Методология исследования заключается в адаптации моделей общей циркуляции океана высокого уровня, использующих различные типы вертикальных координат, к физико-географическим условиям полузамкнутых прибрежных и замкнутых морских бассейнов; разработке и реализации на их основе систем прогноза динамики вод и распространения примесей; проведении численных экспериментов и сравнительного анализа их результатов с данными наблюдений.

Научная новизна полученных результатов. Применяемый для решения задач оперативной океанографии Черного моря подход, основанный на использовании численных моделей высокого уровня, получил в диссертации

дальнейшее развитие. Новые научные результаты, представленные на защиту, состоят в следующем:

- впервые для Черного моря проведен реанализ гидрофизических полей за более чем 20-летний период времени. На основе результатов реанализа исследованы особенности процессов формирования и эволюции холодного промежуточного слоя Черного моря в реальные периоды чередования атмосферного воздействия;

- впервые на основе набора моделей циркуляции с высоким разрешением создана оперативная система морских прибрежных прогнозов Черного моря;

- впервые исследовано влияние межгодовой изменчивости прозрачности вод Черного моря на изменчивость термохалинной структуры и циркуляции вод в верхних слоях моря, получены новые количественные результаты, касающиеся изменения теплового бюджета верхних слоев моря и пространственного распределения гидрофизических параметров за счет учета реальных оптических свойств вод Черного моря;

- впервые создана оперативная система прогноза распространения нефтяных разливов в Черном море BlackSeaTrack Web на основе адаптированных к физико-географическим условиям Черного моря модулей балтийской оперативной системы прогноза нефтяных разливов SeaTrackWeb и оперативной модели циркуляции МГИ;

- впервые описан сезонный ход фонового пространственного распределения эмульсионно-растворенной фракции нефтеуглеводородов в аэробной зоне Черного моря;

- получен новый массив данных, отражающий климатический сезонный ход гидрофизических полей Черного моря;

- установлены особенности формирования стратификации и циркуляции вод на северо-западном шельфе Черного моря, обусловленные влиянием речного стока во время весеннего половодья;

- впервые получены оценки степени распространения техногенного загрязнения в акватории моря у Южного берега Крыма в результате аварии в Ласпинской бухте;

- впервые рассчитаны трехмерная бароклинная циркуляция вод в Балаклавской бухте и распространение загрязнений от источников, расположенных на берегах бухты;

- впервые разработана система тренингов по моделированию циркуляции в бассейне Черного моря.

Научная и практическая значимость работы. Результаты, полученные в работе, вносят вклад как в фундаментальную океанологию в части исследования динамики процессов разной природы в Черном море и его прибрежных акваториях для различных пространственно-временных масштабов, так и в прикладные морские науки и технологии для решения задач морской навигации и военной гидрографии, обслуживания морских портов, безопасности морских хозяйственных операций, планирования спасательных и природоохранных мероприятий, рыболовства, контроля и прогноза распространения загрязнений, рекреации и туризма.

Разработанная система прогноза распространения нефтяных загрязнений BlackSeaTrack Web функционирует в оперативном режиме и была уже использована в ряде операций по поиску и спасению на водах и мероприятиях по оценке нефтяных разливов.

Модули созданной системы морских прибрежных прогнозов инсталлированы в прибрежных черноморских странах. Система функционирует в оперативном режиме и обеспечивает трехдневный прогноз циркуляции и состояния вод в соответствующих акваториях.

Основными потенциальными потребителями полученной в работе научно-технической продукции являются: научные учреждения, занимающиеся исследованиями океанов и морей; гидрографические службы; оперативные подразделения Гидрометеорологической службы; Министерство по чрезвычайным ситуациям; Министерство экологии и природных ресурсов.

Личный вклад соискателя. Во всех цитируемых совместных работах, относящихся к предмету диссертации и основанных на численных экспериментах, разработка и внедрение в модели необходимых программных блоков, их отладка и реализация на их основе численных экспериментов принадлежат автору. Автором

сформулированы основные научные положения и выводы, которые вошли в диссертацию.

В работах, опубликованных с соавторами, конкретный вклад соискателя заключался в следующем:

- в [31,32,339] - разработка моделей транспорта примеси, проведение расчетов, участие в обработке и анализе результатов моделирования;
- в [63,66-70,322,324,325] - участие в постановке задач и проведении численных экспериментов, обработка результатов моделирования, участие в анализе и интерпретации результатов моделирования;
- в [351,355,356,361] - реализация концепции создания оперативной системы прогноза распространения нефтяных разливов в Черном море, проведение расчетов, обработка и анализ их результатов;
- в [78,83,84,107,111,134,243,247,248,338,342,343,362,365] - адаптация модели циркуляции вод, проведение численных экспериментов, обработка, анализ интегральных характеристик, участие в интерпретации результатов расчетов;
- в [48,62,110,193,357,393,395] - постановка задач, адаптация моделей циркуляции к прибрежным акваториям, разработка моделей транспорта примеси, проведение расчетов, обработка и анализ результатов моделирования, участие в сопоставлении с натурными данными;
- в [9,46,96-100,102,109,170,341,344-346,348,354,358-360,363,364,457]- разработка и инсталляция системы прибрежных морских прогнозов, использование метода вложенных сеток, проведение расчетов, участие в обработке и анализе результатов моделирования, участие в сопоставлении с натурными данными, разработка системы тренингов по моделированию;
- в [16,17,26,218] - обработка данных, участие в анализе и интерпретации данных наблюдений;
- в [50,108,208] - разработка дизайна и стратегии создания системы мониторинга состояния Черного моря.

Апробация результатов работы. Материалы исследований, представленных в диссертации, докладывались на семинарах, рабочих группах и ученых советах МГИ НАНУ, а также на следующих международных конференциях:

1. Euromech Colloqium 327 «Effects of organized vortex motion on heat and mass transfer». Kiev, Aug. 25-27, 1994.
2. International Conference «Dynamics of ocean and atmosphere», Moscow, Nov. 22-25, 1995.
3. «Physical processes on the ocean shelf». June 4 - 7, 1996, Svetlogorsk, Kaliningrad Region (Baltic Sea coast).
4. «Marine Research in the Izmir Bay». Izmir, September 17-19, 1997.
5. «Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of two interconnected basins». 23-26 February 1999, Athens, Greece.
6. VI Международная научно-техническая конференция «Современные методы и средства океанологических исследований», Москва, 2000.
7. II International conference «Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of the two interconnected basins». 14-18 October 2002, METU, Ankara, Turkey.
8. 30th Pacem in Maribus. «A year after Johannesburg. Ocean Governance and Sustainable Development: Ocean and Coasts - a Glimpse into the Future». Kiev, Ukraine, October 27-30, 2003.
9. «European Operational Oceanography: Present and Future». The Fourth EuroGOOS International Conference, 6-9 June 2005, Brest, France.
10. Международная научная конференция «Современное состояние экосистем Черного и Азовского морей». Крым, Донузлав. 2005.
11. «Fluxes and Structures in Fluids». International conference. Moscow, 2005, June 20-23.
12. Научная конференция «Ломоносовские чтения-2006». Черноморский филиал МГУ им. М.В.Ломоносова, Севастополь, 2006.
13. International conference on the problems of hydrometeorological security (prediction and adaptation of the society to the extreme climate changes). 26-29 сентября 2006 г., Москва, Россия.

14. 1st Biannual Scientific Conference. «Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond. Dedicated to the 10th Anniversary of the Strategic Action Plan for Rehabilitation and Protection of the Black Sea». 8-10 May 2006, Istanbul, Turkey.
15. X Международная конференция «Современные методы и средства океанологических исследований». ИОРАН, Москва, 2007.
16. 38th CIESM Congress . Istanbul (Turquie), 2007.
17. «Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges». 5th EuroGOOS Conference. 20-22 May 2008, Exeter, UK.
18. Международная конференция по проблемам гидрометеорологической безопасности. Москва, 2008.
19. 2nd Biannual Scientific and Black Sea Scene EC Project Joint Conference «Climate Change in the Black Sea – Hypothesis, Observations, Trends Scenarios and Mitigation Strategy for the Ecosystem» - BS-HOT'2008. 6-9 October 2008, Sofia, Bulgaria.
20. ASCABOS Final Project Meeting, Istanbul, 22-24 October 2008.
21. «Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges». Fifth International Conference on EuroGOOS. 20-22 May 2008, Exeter, UK.
22. MyOcean Science Days,Toulouse, 1-3 December 2010.
23. ECOOP Workshop, 23-24 March, 2010, Istanbul, Turkey.
24. 6th EuroGOOS Conference "Sustainable Operational Oceanography". 4-6 October, 2011, Sopot, Poland.
25. Украинско-российская конференция: «Гидродинамическое моделирование динамики Черного моря». 20-24 сентября, 2011 г., Севастополь.
26. EGU General Assembly Conference. Vienna, Austria, 22 – 27 April 2012.
27. Украинско-российская конференция «Южные моря как имитационная модель океана» Севастополь, МГИ НАН Украины, 17-21 сентября 2012 г.
28. MyOcean Science Days 2012, 19 – 21 November 2012, Geesthacht, Germany.

Публикации. В диссертацию вошли результаты 69 публикаций. Из них: статей – 50, в том числе в периодических изданиях – 37 (из них в наукометрическую базу SCOPUS входит 16 работ); тезисов в трудах научных конференций – 19. 2

работы выполнены без соавторов. В изданиях, рекомендованных МОН Украины, опубликовано 30 работ.

Структура и объем диссертации. Работа, общим объемом 399 стр., состоит из введения, четырех разделов, заключения и списка использованных источников. Она содержит 156 рисунков, 7 таблиц и список использованных источников из 478 наименований на 51 странице.

РАЗДЕЛ 1
ПРИМЕНЕНИЕ ОПЕРАТИВНОЙ МОДЕЛИ ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ К ЗАДАЧАМ ПЕРЕНОСА ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ПРИМЕСЕЙ

Откликом на достижение нового уровня понимания природных процессов и их влияния на общество явилась разработка целого ряда программ, направленных на контроль и защиту окружающей среды. Этому способствовало и создание новых технологий наблюдения окружающей среды в глобальном масштабе. Среди таких крупнейших программ можно отметить Программу ООН по окружающей среде *UNEP* (United Nations Environment Programme) [315] и программу Европейской Комиссии *Copernicus* (бывшая *GMES* - Global Monitoring for Environment and Security) [301]. Основной целью этих программ является достижение устойчивого развития общества и управляемости воздействия окружающей среды на общество. Особое место при этом занимают морские компоненты программ, в рамках которых разрабатываются системы мониторинга, которые на основе собранных данных предоставляют пользователям достоверную и актуальную информацию через набор услуг, связанных с экологическими вопросами и вопросами безопасности. Одной из важнейших задач систем мониторинга морской среды является мониторинг всевозможных загрязнений морской среды, в частности, нефтяных загрязнений. Как отмечается в программе *Copernicus,* все моря Европы должны иметь систему оперативного реагирования на аварии, повлекшие в качестве последствия разливы нефти. В качестве прототипа создаваемой системы рассматривается работающая оперативная система контроля нефтяных загрязнений, действующая в Балтийском море.

Процессы переноса и распространения загрязняющих примесей в морском бассейне описываются на основе гидродинамических моделей, входящих в систему мониторинга. Основой моделей морской гидродинамики являются нелинейные дифференциальные уравнения в частных производных, описывающих гидродинамику вращающейся жидкости – эволюцию трехмерных полей течений, температуры и солености, а также давления и плотности. Вместе с классической

основой они включают различного рода физические параметризации, изменяющиеся по мере улучшения понимания природных явлений.

Классическая основа базируется на уравнениях сохранения импульса, сохранения массы, диффузии соли, переноса энтропии и состояния морской воды, записываемых для осредненных по отношению к турбулентным пульсациям величин. При этом, как правило, принимается ряд приближений (гидростатики, Буссинеска, замена уравнения переноса энтропии уравнением теплопроводности, пренебрежение горизонтальной компонентой вектора угловой скорости вращения Земли), основанных на малости относительных изменений плотности морской воды, сжимаемости, а также отношения вертикального и горизонтального масштабов движений, которые и приводят к системе «примитивных» нелинейных дифференциальных уравнений, описывающих эволюцию трехмерных полей течений, уровня моря, температуры, солености, давления и плотности. Эти приближения, как показано во многих работах по геофизической гидродинамике, почти не искажают крупномасштабную циркуляцию, являющуюся объектом моделирования морских течений (см., например, [75,124, 142,163,179]).

Современные модели общей циркуляции позволяют наряду с гидродинамическими характеристиками включать и другие параметры (в частности, различные примеси) морской среды. Уравнения, описывающие динамику таких параметров, также трехмерные и имеют вид уравнений переноса-диффузии.

Сложность и разнообразие процессов в морях и океанах, наличие особенностей протекания этих процессов в открытых и прибрежных областях вызывают необходимость разработки и применения при их исследовании различных моделей. Это связано с тем, что ни одна модель не в состоянии абсолютно точно и полно воспроизвести природное явление или объект, а может лишь с той или иной степенью приближения описывать их, выделяя наиболее значимые для поставленной задачи характеристики.

1.1. Основные виды вертикальных координат

Отличия современных моделей высокого уровня друг от друга, в основном, определяются, во-первых, набором и видом физических параметризаций процессов, не описываемых явно моделью, а, во-вторых, численной реализацией. Последнее включает в себя много аспектов: вид аппроксимации отдельных членов уравнений, выбор расчетной сетки и численной схемы, методы решения. Отличаются модели и выбором системы координат. И если для горизонтальных координат традиционным является их задание ортогонально локальному направлению силы тяжести, то выбор вертикальной координаты представляет определенные трудности. Более того, во многих современных работах по моделированию циркуляции отмечается, что выбор вертикальной системы координат является наиболее важным аспектом при построении модели [229,230,273,277,472]. Часто вопросы представления объекта моделирования и параметризаций прямо связаны с выбором вертикальной координаты.

Как отмечено в [273]: *"The main reason it is crucial is that practical issues of representation and parameterization are often directly linked to the vertical coordinate choice, and these issues enter at a level fundamental to developing the model algorithms"*[2].

В настоящее время используются три основных вида вертикальных координат в моделях, которые можно отнести к классу современных моделей высокого уровня, т.е. наиболее полных с точки зрения физического наполнения, и в то же время наиболее распространенных, документированных и, зачастую, доступных через сеть интернета.

---

[2] «Основной причиной такого положения вещей является то, что проблемы представления системы уравнений и параметризаций, имеющие основополагающее значение при разработке алгоритмов модели, зачастую напрямую зависят от выбора вертикальной координаты» (перев. автора).

Наиболее простым выбором дискретизации вертикальной структуры является использование геопотенциальных координат, или *z*–координат, которые представляют собой расстояние вдоль вертикали от некоторой невозмущенной поверхности моря (рис. 1.1a). Модели в *z*–координатах получили широкое распространение, начиная с пионерской работы Брайана [222], а затем работ Семтнера, Минца [431] и Кокса [238]. В настоящее время, пожалуй, наиболее широко при решении задач оперативной океанографии используется основанная на идеях этих работ модель MOM [307,413]. Среди других распространенных моделей следует отметить модели HOPE [306], MIT [294], DieCAST [246] и её модификацию – модель CANDIE [313]. Также для решения тех или иных задач оперативной океанографии применялись *z*-координатные модели высокого уровня [29,54,60,93,125,155].

Геопотенциальные координаты ввиду своего удобства и простоты численной реализации применяются при моделировании широкого спектра процессов в море: от крупномасштабной ветровой и термохалинной циркуляции до мелкомасштабной конвекции. Также достаточно ясно и точно в этих координатах представляется нелинейное уравнение состояния, что имеет большое значение при описании свойств водных масс. Однако, ступенчатое представление рельефа дна в *z*-координатах может приводить к ошибкам при вычислении завихренности и создает проблемы при описании циркуляции в придонных слоях [201,203, 256,427,473]. Кроме того, в *z*-моделях представление адвекции и диффузии трассеров вдоль наклонных поверхностей плотности в толще океан достаточно сложное.

Другим видом координат являются так называемая «спрямленная» система координат или σ -координатная система с нормировкой вертикальной координаты на глубину океана (рис. 1.1b). σ - координатная система была введена в практику численного моделирования динамики атмосферы Филлипсом [418]. В приложении к моделированию океанской динамики σ - координаты обычно вводятся соотношением:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}$$

где $\eta(x,y,t)$ - отклонение свободной поверхности моря от его невозмущенного состояния $z = 0$; ось z направлена вверх; x, y - горизонтальные декартовы координаты, направленные на восток и север соответственно; $z = -H(x,y)$ – глубина моря; t – время. Отметим, что $\sigma = 0$ на поверхности моря и $\sigma = -1$ на дне.

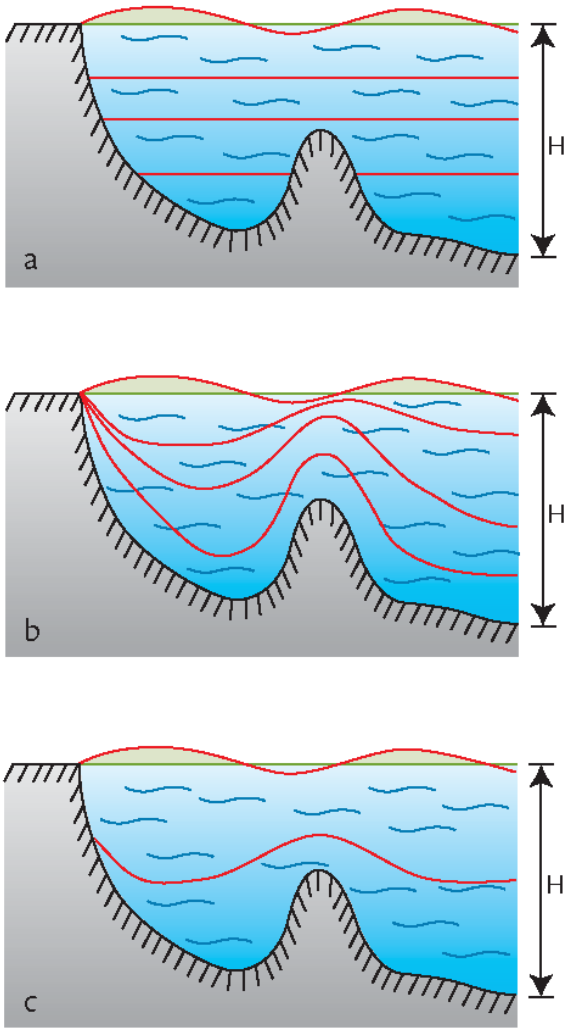


Рис. 1.1 Различные типы вертикальных координат: a – геопотенциальные координаты (z-координаты); b – σ-координаты; c – изопикнические координаты. Зеленые линии – невозмущенный уровень моря; красные линии – свободный уровень моря и соответствующие координатные линии (поверхности); черные линии – топография дна; H – глубина моря. Рисунок позаимствован из [297].

Поскольку σ есть монотонная функция от z, то вышеприведенное соотношение обеспечивает их взаимно-однозначное соответствие и σ может служить вертикальной координатой. Наиболее широко известная модель, использующая σ - координатную систему, является модель циркуляции Принстонского университета - POM [217], первоначально разработанная для моделирования циркуляции в прибрежных областях океана [272], а впоследствии используемая как для океанических бассейнов, так и для моделирования циркуляции Мирового океана. [273]. Из других, наиболее известных моделей, использующих σ - координаты или их развитие - так называемые обобщенные координаты, следует отметить модели ROMS [274,309,435], SPEM [276] и SCRUM [445], а также [244].

Очевидным преимуществом моделей в σ-координатах является гладкое представление топографии дна, которое ко всему прочему дает возможность более точно описать физику процессов в придонном пограничном слое. При этом так же, как и в z-координатных моделях, достаточно хорошо в σ-координатах представляется нелинейное уравнение состояния, и в то же время, как и в z-моделях, представление адвекции и диффузии трассеров вдоль наклонных поверхностей плотности в толще океан довольно громоздкое.

Следует отметить, что к проблемным аспектам использования σ -координат относятся, прежде всего, сложности при вычислении горизонтальных градиентов давления. Эта проблема и методы её решения будут обсуждены в следующем разделе.

Третьим выбором вертикальной координаты является потенциальная плотность (рис. 1.1c), при этом дискретное представление вертикальной структуры осуществляется путем введения набора слоев, различающихся по плотности воды. Такие координаты применяются в изопикнических моделях, или в их разновидности – квазиизопикнических моделях. Примерами первых являются модели MICOM [215,305], HIM [280,302], OPYC [401], примером вторых - модель [131].

К достоинствам изопикнических моделей следует отнести их способность воспроизводить анизотропию турбулентного перемешивания вдоль и поперек

изопикнических поверхностей. Кроме того, рельеф дна в этих моделях представляется кусочно-непрерывными функциями, что позволяет избежать необходимости разделять ложе моря на дно и боковые стенки, что присуще моделям в z-координатах.

Однако, представление нелинейного уравнения состояния в изопикнических координатах довольно громоздко, и, кроме того, эти координаты неприемлемы для описания верхнего и придонного пограничных слоев, поскольку они, как правило, нестратифицированы.

Для того, чтобы избежать недостатков и использовать преимущества той или иной вертикальной системы координат, ряд исследователей в последнее время используют гибридные системы, когда в разных областях океана - в верхних слоях, во внутренней области, в придонных слоях - используются разные системы координат [214,228]. Понятно, что такой подход требует разработки гораздо более сложных алгоритмов и программ при построении численных моделей.

Отметим, что для моделирования циркуляции вод в Черном море применялись модели с различными типами вертикальных координат. Обзор этих моделей приведен в [449].

В представленной работе для описания динамики вод и процессов переноса в Черном море и его прибрежных морских акваториях использовались модели в z- и в σ-координатах.

В настоящем разделе для решения задач переноса нефтяных и радиоактивных загрязнений в Черном море применяется z-координатная модель циркуляции, которая включена в качестве гидродинамического блока в оперативную систему диагноза и прогноза состояния Черного моря.

Предварительно приведем краткое описание физико-географических особенностей объекта исследования – Черного моря и оперативной модели циркуляции.

1.2. Краткое описание физико-географических особенностей Черного моря

Черное море, площадь которого составляет лишь около 0.13% площади Мирового океана и 0.04% его объема, является уникальным водоемом. Ему посвящены сотни научных статей и десятки монографий как отечественных, так и зарубежных океанографов.

Наиболее обобщающие сведения об океанографии Черного моря можно найти в работах [15,17,135,168,176,210,249,373,409,412,446,466]. Из последних работ, пожалуй, наиболее всеобъемлющей является монография [64], в которой в полной мере отражено современное состояние представлений о физической океанографии Черного моря, основанных на обширном экспериментальном материале и результатах математического моделирования.

В настоящей главе приведены лишь самые общие океанографические черты Черного моря.

Черное море расположено между 46°33'- 40°56'с. ш. и 27°27'-41°42'в. д. Являясь частью бассейна Атлантического океана, Черное море соединяется с ним на юге через Средиземное море проливами Босфор, Дарданеллы и Гибралтар. На северо-востоке оно соединяется Керченским проливом с Азовским морем. Наибольшая протяженность моря в широтном направлении вдоль 42°29' с. ш. составляет 1180 км. Наибольшая ширина моря вдоль меридиана 31°10′в.д. – 615 км, наименьшая ширина моря от м. Сарыч до южного побережья – 260 км. Площадь Черного моря составляет, примерно, 423 тыс. км^2, объем – около 555 тыс. км^3.

В строении рельефа дна выделяются: шельф, материковый склон и глубоководная котловина. Шельф, ограниченный изобатой 200 м, достигает наибольшей ширины (свыше 200 *км*) в северо-западной части моря. Материковый склон, ограниченный изобатами 200 и 2000 м, сильно расчленён подводными долинами и каньонами. Дно котловины — плоская аккумулятивная равнина, глубины которой постепенно увеличиваются к центру до 2000 *м* и более

(максимальная глубина моря по разным источникам лежит в диапазоне 2210-2260 *м*).

Крупнейшие заливы: Ягорлыцкий, Тендровский, Джарылгачский на Украине, Каркинитский, Каламитский и Феодосийский в России, Варненский и Бургасский в Болгарии, Синопский и Самсунский— у южных берегов моря, в Турции.

В Черное море впадает около 1000 рек. Наиболее крупные из них: Дунай, Днепр, Днестр; более мелкие: Мзымта, Псоу, Бзыбь, Риони, Кодор, Ингури - на востоке моря, Чорох, Кызыл-Ирмак, Ешиль-Ирмак, Сакарья - на юге, Южный Буг - на севере [40].

Оценки водного баланса, во многом определяющего гидрологическую структуру моря, состоят из [64]:

- атмосферных осадков (+220 км³ в год);
- речного стока (+355 км³ в год);
- притока воды через проливы (+255 км³ в год);
- выноса воды через проливы (−460 км³ в год);
- испарения воды с поверхности моря (−335 км³ в год).

Наличие невязки объясняется сложностью определения некоторых составляющих баланса. В частности, значения расходов через Босфор может отличаться на 100% по оценкам различных авторов [64].

Уровень Черного моря имеет тенденцию к повышению [16,25,218], что согласуется с соответствующими изменениями уровня Мирового океана. Оценки скорости повышения относительного уровня составляют 1.5 -2.5 мм/год. При этом роль локальных факторов в изменениях среднего уровня незначительна.

Обильный материковый сток, приход сильно опреснённой воды из Азовского моря и атмосферные осадки определяют солёность поверхностных вод в открытой части моря — 17-18‰, в предустьевых районах — 3‰ и менее; на глубине 60—80 м солёность 19-20‰, у дна — 22-22,5‰. Соленость поверхностного слоя Черного моря почти вдвое меньше, чем соленость поверхностных вод Мирового океана. Годовой ход солености воды формируется под воздействием различных физических процессов: годового хода пресного баланса моря, адвекции вод течениями,

вертикального и горизонтального солеобмена. Характерной чертой годового хода солености в Черном море является уменьшение солености в конце весны - начале лета. Особенность в вертикальном распределении солености проявляется в наличии двух галоклинов: сезонного в слое 0–30 м и постоянного в слое 50–100 м. В придонном слое, начиная с глубины, примерно, 1700 м, соленость постоянна до дна. Распределение изохалинных поверхностей имеет куполообразную структуру, обусловленную общей системой вертикальной циркуляции моря с подъемом вод в центре и опусканием на периферии моря, увеличением коэффициента вертикальной диффузии в галоклине в полосе струи Основного Черноморского течения (ОЧТ) по сравнению с центральными частями моря, распреснением прибрежных вод материковым стоком [17].

Атмосферные условия Черноморского региона - умеренный климат в северо-западной части и субтропический в восточной - обуславливают пространственное распределение температуры поверхностного слоя моря, проявляющееся в характерном ее росте в направлении от северо-запада к юго-востоку в течение всего года. Пространственные контрасты температуры наиболее резко выражены зимой, причем низкие значения температуры характерны не только для северо-западной части, но и для центра моря; в весенне-летний период они значительно сглажены.

Зимой температура воды в слое до глубины 60 м понижается до 6-7°С, причем в северо-западной части — до 0,5°С, и при отрицательных значениях заливы здесь, как правило, замерзают. В юго-восточной части моря температура воды составляет 9-11°С. Летом поверхностный слой нагревается до 24-26°С, а в прибрежных районах — до 29°С.

Вертикальное распределение температуры носит довольно сложный характер. У поверхности располагается верхний квазиоднородный слой, толщина которого колеблется от 5 до 100 м. Ниже находится сезонный термоклин с максимумом вертикального градиента в летний сезон на глубине 15 – 20 м, а также холодный промежуточный слой (ХПС), т.е. слой подповерхностного минимума температур с глубиной залегания минимума 30 –100 м. Глубже оси ХПС температура монотонно повышается до значений около 9°С у дна. В слое 50 – 100 м располагается основной

термоклин. В слое, примерно, 500 – 700 м существует стационарный квазиизотермический слой. Наконец, начиная с глубины около 1700 м, располагается придонный однородный слой с постоянной потенциальной температурой равной, примерно, 8.9°С.

Общая система вертикальной циркуляции моря с подъемом вод в центре и опусканием на периферии моря формирует куполообразное, аналогичное распределению солености, распределение изотермических поверхностей, что является одной из основных причин различия вертикальной термохалинной структуры в центральной части моря и прибрежных районах. Средний годовой ход температуры воды обусловлен [14,64] сезонным ходом теплового баланса на поверхности моря, адвекцией тепла течениями, вертикальным и горизонтальным теплообменом.

Плотность воды на поверхности зимой равна 1,013-1,015 г/см^3, летом — 1,0085-1,0120 г/см^3.

Крупномасштабная циркуляция вод в целом циклоническая и определяется ОЧТ, локализованным в зоне континентального склона. Кроме ОЧТ на общепринятых схемах циркуляции выделяются два или три крупномасштабных циклонических круговорота в восточной и западной частях моря, а также квазистационарные антициклонические вихри в прибрежной зоне.

Особенности течений в отдельных районах связаны, как правило, с меандрированием ОЧТ и образованием вихрей на его периферии. Во все сезоны наблюдается появление между берегом и ОЧТ, практически по всему периметру моря, прибрежных антициклонических вихрей [24, 26, 56,73,76].

Наиболее интенсивное меандрирование ОЧТ и генерация этих вихрей происходит в теплый сезон. Это связано с ослаблением интенсивности атмосферной циркуляции и преобладанием в этот сезон безветренной погоды над бассейном Черного моря. Размеры крупных меандров и вихрей достигают величин около100-120 км у западного и южного побережьям, и около 200 км у северного; относительно малые уединенные антициклонические вихри имеют размеры около 20-60 км в диаметре [270,406]. Как правило, выделяют три области с различным

режимом течений [14,15]: прибрежную, с очень изменчивым характером течений, со скоростями до 20 – 30 см/с; зону имеющего струйный характер ОЧТ шириной до 40 – 80 км со скоростями 40– 50 см/с, а иногда достигающими значений 100 – 150 см/с; область открытого моря, где скорости течений монотонно уменьшаются от периферии к центру, не превышая 5 – 15 см/с.

Данные, полученные за последнее десятилетие с помощью буев-профилемеров ARGO, дают основания полагать, что циркуляция во всей толще вод имеет общие черты: генеральное движение вод – циклоническое, обратная циркуляция не наблюдается, основные циклонические круговороты и квазистационарные антициклонические вихри прослеживаются до больших глубин [347].

Скорость течений в Черном море убывает с глубиной, особенно в слое 100 – 500 м, где значения скорости течений уменьшаются, примерно, в 4 раза.

Вертикальная скорость подъема вод по различным оценкам [64] порядка 10^{-4} – 10^{-5} см/сек.

Для сезонной изменчивости циркуляции вод в Черном море характерным является не только изменение скорости течений в целом по бассейну, но также колебания интенсивности основных циклонических круговоротов и квазистационарных антициклонических вихрей.

1.3. Гидродинамический блок системы диагноза и прогноза динамики Черного моря

В качестве гидродинамического блока в системе диагноза и прогноза динамики Черного моря, функционирующей в Черноморском Центре Мониторинга и Прогноза динамики и экосистемы Черного моря [9,341,344], используется разработанная в МГИ численная вихреразрешающая модель общей циркуляции [35,36]. Следует отметить, что модель непрерывно развивается и совершенствуется, так что к настоящему времени существуют различные её модификации, различающиеся видом параметризаций подсеточных процессов, разрешением и т.д. Здесь приведена базовая версия модели.

Уравнения модели. Модель основана на системе так называемых «примитивных» уравнений. Отличительные особенности модели заключаются в представлении уравнений движения в форме Громеки –Лэмба, позволяющее в баротропном приближении получить схему, сохраняющую энергию и потенциальную энстрофию, и в корректной аппроксимации уравнения гидростатики, позволяющей при использовании нелинейного относительно температуры и солености уравнения состояния, воспроизвести одинаковый обмен между кинетической и потенциальной энергией в каждом боксе.

В приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды система уравнений в форме Громеки – Лэмба в декартовой системе координат с осями *x, y, z*, направленными, соответственно, на восток, север и вертикально вниз, имеет следующий вид:

$$\partial u/\partial t - (\xi + f)v + u\partial w/\partial z = -1/\rho_o \partial (P + E)/\partial x + A_M \nabla^2 u + K_M \partial^2 u/\partial z^2, \quad (1.1)$$

$$\partial v/\partial t + (\xi + f)u + v\partial w/\partial z = -1/\rho_o \partial (P + E)/\partial y + A_M \nabla^2 v + K_M \partial^2 v/\partial z^2, \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1.3)$$

$$P = g \cdot \rho_0 \varsigma + g\int_0^z \rho dz, \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial (uT)}{\partial x} + \frac{\partial (vT)}{\partial y} + \frac{\partial (wT)}{\partial z} = A_H \nabla^2 T + \partial (K_H \partial T/\partial z)/\partial z \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial (uT)}{\partial x} + \frac{\partial (vT)}{\partial y} + \frac{\partial (wT)}{\partial z} = A_H \nabla^2 S + \partial (K_H \partial S/\partial z)/\partial z \quad (1.6)$$

$$\rho = F(T, S). \quad (1.7)$$

В уравнениях (1.1) – (1.7) введены следующие обозначения: u, v, w - проекции скорости течения на оси *x, y, z* соответственно; $\xi = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ - вертикальная составляющая вектора вихря скорости; $E = \rho_0 (u^2 + v^2)/2$; *T, S* , и *P* - температура, соленость и давление соответственно; ς - уровень моря; f - параметр Кориолиса; g - ускорение свободного падения; ρ – отклонение плотности воды от некоторого

среднего профиля плотности ρ_0; K_M и A_M коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости, K_H и A_H - коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной диффузии соответственно.

Граничные условия. На поверхности моря $z = 0$ приняты следующие условия:

$$K_M \partial \mathrm{u} / \partial z = -\tau^X, \qquad K_M \partial \mathrm{v} / \partial z = -\tau^Y, \qquad w = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{PR - EV}{\rho_0}$$

$$K_H \partial T / \partial z = Q^T, \qquad K_H \partial S / \partial z = \frac{PR - EV}{\rho_0} \cdot S_0,$$

на дне $z = H(x, y)$:

$$u = v = w = 0, \quad \partial T / \partial z = 0, \quad \partial S / \partial z = 0,$$

где τ^X, τ^Y – составляющие вектора тангенциального напряжения трения ветра; Q - поток тепла; PR - осадки и EV - испарение на поверхности моря.

На твердых боковых границах для составляющих скоростей течений принимались условия прилипания.

В местах впадения рек и в Босфорском проливе в нижнебосфорском течении задавались значения температуры и солености, причем воды, вносимые реками, имели соленость, равную нулю, и зависящую от времени температуру, равную своему среднеклиматическому значению [23]. Воды, вносимые нижнебосфорским течением имели соленость, равную $35^{o}/_{oo}$ и температуру, равную 16°C, что соответствует характеристикам вод Мраморного моря.

Для верхнебосфорского течения и на твердых боковых границах для температуры и солености воды использовались следующие условия: $\partial T / \partial x = \partial S / \partial x = 0$ - на меридиональных и $\partial T / \partial y = \partial S / \partial y = 0$ - на зональных участках. Расход через Керченский пролив не учитывался.

Начальные условия. В начальный момент времени $t = t_0$ заданы:

$$u = u_0 (x, y, z), v = v_0 (x, y, z), \varsigma = \varsigma_0(x, y), T = T_0 (x, y, z), S = S_0 (x, y, z).$$

При построении численного алгоритма решения гидродинамических уравнений используется так называемый интегро–интерполяционный метод [123,161], который в литературе известен также под названием метод конечных объёмов или бокс-

метод. Конечно-разностная дискретизация уравнений (1.1) – (1.6), начальных и граничных условий проведена на сетке С по классификации Аракавы [197] с шагами по горизонтали, равными 11′ и 8′ в меридиональном и зональном направлениях соответственно (~ 5км), что позволяет достаточно хорошо воспроизвести мезомасштабные процессы (характерный радиус деформации Россби в глубоководной части Черного моря составляет 20 – 25 км [44]).

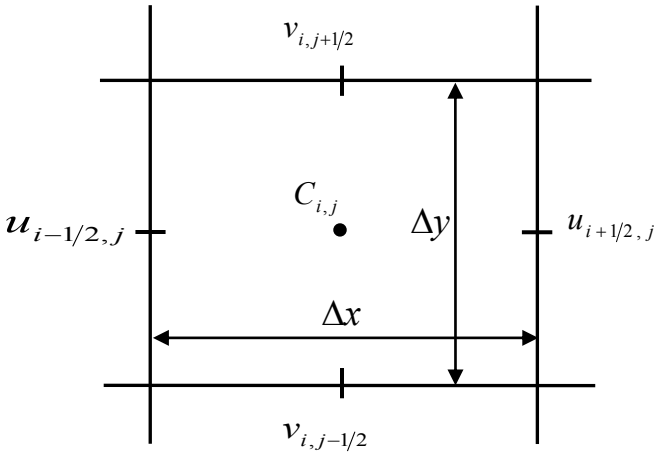


Рис 1.2 Размещение и индексация узлов на сетке С.

По вертикали выбрано 20 горизонтов (5, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1500, 2000 м), в которых вычислялись температура и соленость морской воды, а также горизонтальные составляющие скорости. Посредине между указанными горизонтами вычислялась вертикальная скорость. Коэффициенты турбулентной вязкости по вертикали и горизонтали в соответствии с [242] принимались равными 5 см^2/с и 10^7 см^2/с соответственно; коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии $A_H = 5\cdot10^5$ см^2/с; коэффициент вертикальной турбулентной диффузии:

$$K_H = \begin{cases} 2.5\ см^2/с,\ z \le 10\ м \\ 0.1\ см^2/с,\ 10\,м \angle z \angle 20\ м \\ 0.03\ см^2/с,\ z \ge 20\ м \end{cases},$$

где z – глубина моря.

При аппроксимации по времени используется явная схема «чехарда» второго порядка точности с периодическим подключением схемы Мацуно. Подробно дискретный аналог гидродинамического блока модели описан в [30, 35]. Как

отмечалось выше, численная схема модели сохраняет энергию, а в случае баротропных бездивергентных течений и потенциальную энстрофию, и, кроме того, принятая аппроксимация уравнения гидростатики позволяет точно описывать обмен между потенциальной и кинетической энергиями в пределах каждого бокса с учетом нелинейной зависимости плотности от температуры и солености.

1.4. Моделирование сезонного хода распределения нефтяных углеводородов в аэробной зоне Черного моря

Настоящий раздел работы посвящен моделированию сезонного хода пространственного распределения эмульсионно - растворенной фракции нефтяных углеводородов (НУ) в аэробной зоне Черного моря, включающему параметризацию химико-биологических процессов окисления НУ в морской воде, с целью восстановления «фонового» (в отсутствие аварийных разливов и сбросов НУ) распределения НУ в Черном море.

1.4.1. Актуальность исследования эволюции нефтяных углеводородов в морской среде

Нефтяные углеводороды, наряду с различными формами биогенных элементов (нитратный и аммонийный азот, фосфатный фосфор, а также органические соединения этих элементов), являются основными продуктами антропогенного происхождения, поступающими в морскую среду [151]. Общее поступление НУ в морскую среду оценивается величиной в сотни миллионов тонн в год. Годовое поступление НУ в Черное море составляет 110 – 130 тыс. тонн [211], что близко к ассимиляционной емкости бассейна в отношении этих веществ [152,156]. Оценки отдельных источников приведены в табл. 1.1, взятой из работы [416].

Таблица 1.1

Оценки основных источников загрязнения
нефтяными углеводородами Черного моря [416]

Источники загрязнения	Количество	
	тыс. т/год	%
Бытовые и индустриальные сточные воды, включая растворенные нефтепродукты, приносимые со стоком рек	127,37	99,85
Транспортировка и внештатные ситуации	0,14	0,11
Атмосферные осадки	0,05	0,04
Общее количество	127,56	100,00

Средняя концентрация НУ в открытых водах Черного моря в 80-х годах превышала в 2,5 раза, а максимальные величины превышали в 11 – 17 раз предельно-допустимую концентрацию этих веществ для морской воды [156]. В дополнение к этому предполагается существенное увеличение морских перевозок НУ в Черном море с созданием транспортных коридоров от Кавказского побережья в Украину, Болгарию и через Босфорский пролив в Средиземное море. Авария лишь на одном нефтеналивном танкере может привести к единовременному поступлению в морскую среду Черного моря количества НУ, сравнимого с их годовым поступлением.

В табл. 1.2, взятой из работы [458] приведен вклад из некоторых источников загрязнения черноморских вод нефтью и распределение их по причерноморским странам.

Учитывая, что Черное море расположено в умеренных широтах, последствия изменения в хроническом поступлении НУ или единовременное поступление больших количеств НУ в море будут оказывать влияние на состояние экосистемы в течение нескольких лет.

Таблица 1.2

Поступление нефтяных загрязнений в Черное море (т/год) [458]

Источники загрязнения	Болгария	Грузия	Румыния	Россия	Турция	Украина	Общее количество
Бытовые	5649.00		3144.10		7.30	21215.90	30016.30
Промышленные	2.72	78.00	4052.50	52.78	752.86	10441.00	45379.86
Суша				4200.00		5169.20	9369.20
Реки	1000.00			165.00		1473.00	2638.70
Общее количество	6651.72	78.00	7196.60	4418.48	760.16	38299.10	57404.06

Исследования поведения НУ в морской среде включали мониторинг их распределения [156,211], изучение химико-биологических процессов разрушения [185] и численное моделирование физических процессов переноса пленочной фракции НУ в случае их поступления в водную среду в результате, например, аварии на морском транспортном средстве или береговом промышленном комплексе [103,422,475].

В случае хронического загрязнения НУ поступают в морскую среду преимущественно в растворенной форме или в форме эмульсий. В любом случае именно химические и биохимические процессы определяют окончательную судьбу НУ в море. Интенсивность этих процессов определяет потенциал самоочищения морской среды в отношении НУ. В общем случае для восстановления морской среды после ликвидации источника загрязнения в умеренных широтах требуется от 2 до 10 лет, в арктических морях – до 100 лет, в тропических – 2-3 года.

Химические и микробиологические процессы окисления НУ исследовались достаточно интенсивно [128, 156,185 ,152]. Эти исследования делятся условно на две группы. В первую группу входят работы, в которых скорость микробного окисления НУ в морской среде определяется как функция от удельной скорости окисления и численности углеводородокисляющих бактерий. Эти параметры с свою очередь являются функциями от состава фракций НУ, температуры, химического состава морской воды, видового состава бактерий и т.д. [185]. В другой группе

работ процессы химико-биологического окисления НУ исследуются в рамках формальной кинетики [156].

В общем случае скорость химического и биохимического разрушения нефти зависит от таких факторов как температура, солнечная освещенность, состав и степень дисперсности НУ, концентрация биогенных элементов, численность и адаптированность нефтеокисляющих микроорганизмов, присутствие ядохимикатов и т.д. При всей сложности и многообразии процессов деградации и удаления НУ ситуация облегчается тем, что на относительно коротких промежутках времени основные факторы не столь многочисленны, а скорость трансформации нефти линейно зависит от ее концентрации [128,156]. Такой подход представляется более приемлемым для решения задач, поставленных в данной работе.

Задача экспериментального и численного исследования поведения НУ в морской среде особенно актуальна для Черного моря, как морской системы с резко ограниченным водообменом и чрезвычайно высокой антропогенной нагрузкой [211]. Для Черного моря, как и для других районов Мирового океана, известны численные модели, в которых рассматривается лишь перенос пленочно-взвешенной фракции НУ без учета процессов химического окисления и микробиологической ассимиляции НУ в морской среде [128]. Методы численного моделирования широко использовались в задачах переноса пленочной фракции НУ [86,422] с целью прогноза загрязнения акватории и береговой полосы нерастворенными компонентами нефти. Процессы химико-биологического разрушения НУ в таких моделях не рассматриваются совсем, либо рассматриваются в наиболее упрощенной форме [103,138].

Попытка оценки фонового загрязнения нефтепродуктами Черного моря на основе двумерного уравнения переноса с упрощенной параметризацией истоков и стоков загрязняющих веществ и данных дистанционного зондирования была предпринята в [117]. В настоящей работе учитывается трехмерная структура циркуляции вод [339].

1.4.2. Основные характерные особенности распределения нефтяных углеводородов в Черном море по данным наблюдений

Наиболее существенные крупномасштабные характеристики распределения нефтяных углеводородов в различные сезоны можно выявить на основе массива данных, представленных в работе [156]. Пространственное распределение НУ на глубине 5 м, построенное по данным работы [156], представлено на рис.1.3, а средние профили вертикального распределения НУ представлены на рис.1.4.

Количество станций, на которых выполнялся отбор проб для определения содержания НУ изменялся в различные годы от 13 до 95, количество определений составляло 13 – 300 для всей водной толщи моря [156]. Количество первичных данных, использованных для расчета средних величин и построения осредненных сезонных пространственных и вертикальных распределений НУ (рис.1.3,1.4) изменялось от нескольких десятков до 520.

Несмотря на кажущуюся многочисленность данных, средние величины концентраций статистически слабо обеспечены. Это связано с тем, что концентрации НУ изменяются в широких пределах при малых средних значениях даже на ограниченной акватории внутри одного сезона. Среднеквадратическое отклонение часто значительно превышает величины средних концентраций [156]. По этим причинам статистический анализ и описание особенностей сезонного хода пространственного распределения НУ в Черном море невозможен. Вместе с тем, имеющиеся данные и результаты опубликованных работ [156] позволяют выделить наиболее характерные особенности сезонного хода пространственной изменчивости распределения НУ в водах Черного моря. Основными из этих особенностей, согласно [156], являются следующие:

- максимальные концентрации НУ наблюдаются в шельфовых районах и на периферии основных циклонических круговоротов, в том числе в глубоководной части, разделяющей районы влияния западного и восточного циклонических образований;

- наибольшие значения концентраций в поверхностных водах наблюдаются в прибрежных районах северо-западного шельфа моря, вблизи крупных городов-портов и устьев рек, а также в районе, примыкающем к проливу Босфор;
- в зимний период года часто наблюдаются максимальные концентрации НУ в поверхностных водах;
- в летний период года наблюдаются минимальные средние концентрации НУ в поверхностных водах (0.05 мг/л);
- в среднем концентрации НУ в поверхностном слое вод снижаются от зимы к лету и увеличиваются от лета к осени;
- вертикальное распределение НУ в верхнем 200-метровом слое характеризуется максимальными концентрациями не на поверхности моря, а на глубине сезонного термоклина и холодного промежуточного слоя, и слабым уменьшением средних концентраций НУ от ~0.1 мг/л на глубине 10 – 50 м до ~0.07 мг/л на глубине 200 м;
- вертикальное распределение НУ в более глубоких водах характеризуется уменьшением средних концентраций до ~0.05 мг/л в придонных водах моря.

1.4.3. Параметризация химико-биологических процессов окисления нефтяных углеводородов в морской среде

Решение задачи построения модели сезонного цикла распределения НУ в морской экосистеме и прогноза долгосрочных (до 10 лет) последствий аварийных сбросов значительных количеств НУ в море предполагает включение в численную схему параметризаций химико-биологических процессов окисления НУ в морской среде. Эти параметризации должны эффективно описывать химические и микробиологические процессы окисления многокомпонентной по своему химическому составу смеси углеводородов [156,185]. Кроме того, такие параметризации должны отражать зависимость кинетики этих процессов от ряда внешних факторов, основными из которых являются температура, концентрация кислорода, состояние и численность сообщества нефтеокисляющих бактерий, соленость, освещенность, присутствие ядохимикатов.

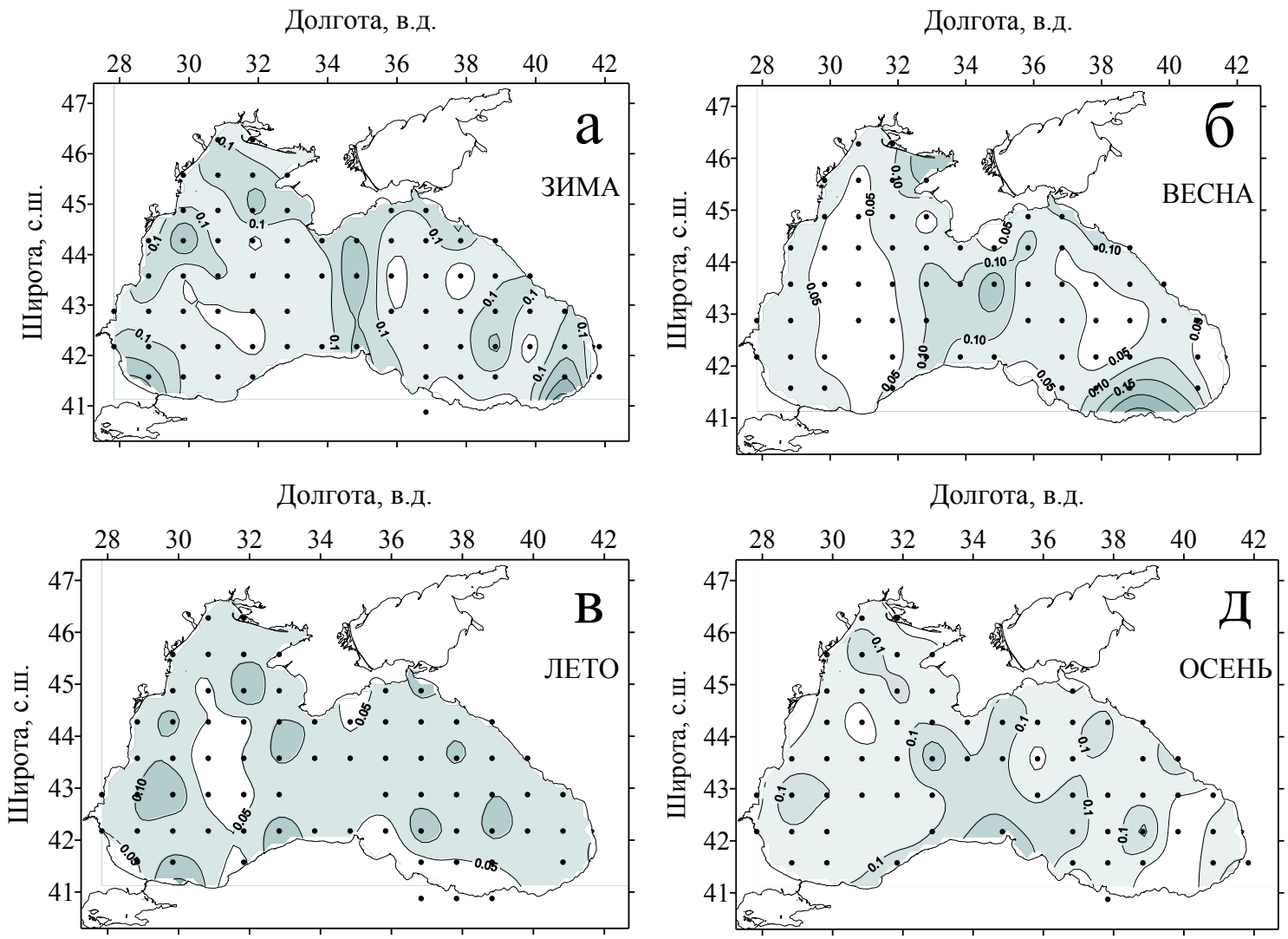


Рис. 1.3 Распределение НУ (мг/л) в Черном море на глубине 5 м в различные сезоны года (по данным наблюдений [156,211] за 1978 – 1990 гг).

Первые два фактора (температура и содержание кислорода) в условиях, характерных для большей части Черного моря, оказывают наибольшее влияние на скорость окисления НУ в морской воде. Это справедливо как для химических, так и для микробиологических процессов окисления НУ.

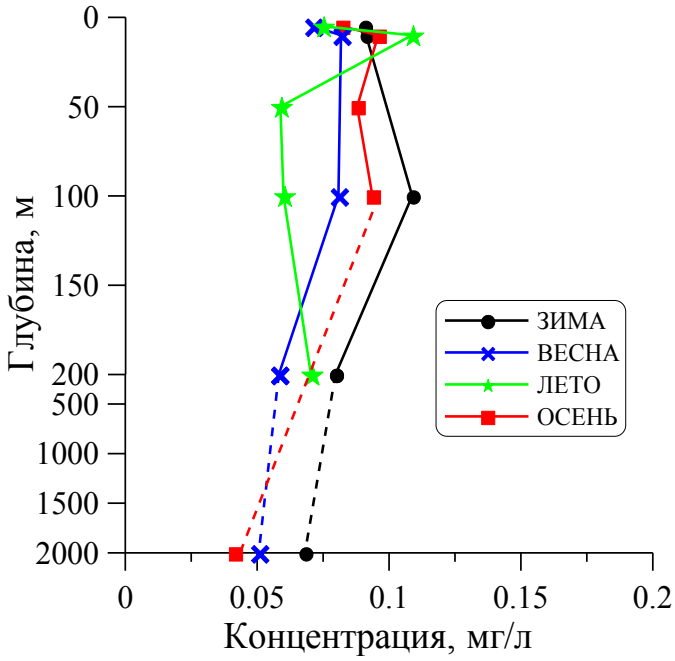


Рис. 1.4 Среднее вертикальное распределение НУ в водах Черного моря в различные сезоны года, построенные по осредненным экспедиционным данным [156,211].

Наиболее типичной параметризацией химико-биологических процессов окисления НУ является такая, в которой используются принципы формальной кинетики химических процессов [152]. Количество НУ, остающееся в водной среде по истечении некоторого промежутка времени t, наилучшим образом описывается следующим образом:

$$C = \sum_{k=1}^{m} C_k = \sum_{k=1}^{m} C_k^o \exp(-(\tilde{t}_k - a_k \cdot n_k)^{-1} \cdot t \cdot \ln 2), \qquad (1.8)$$

где m – число фракций нефтеуглеводородов, C – концентрация смеси m фракций, C_k^o - начальная концентрация k-ой фракции смеси, C_k - концентрация k-ой фракции НУ в момент времени t, $\tilde{t}_k$ - характерное время разрушения k-ой фракции

НУ на 50% в результате химических процессов; a_k - удельная константа, характеризующая уменьшение времени разрушения k-ой фракции НУ на 50% с учетом микробиологических процессов в расчете на одну клетку; n_k - количество клеток микроорганизмов, перерабатывающих k – ю фракцию; t - время, прошедшее с момента сброса НУ.

Для условий Черного моря характерные величины $\tilde{t}_k$ для дизельного топлива изменяются от 70 до 100 дней$^{-1}$, a_k - 0,08, при условии, что n_k - определяет количество клеток нефтеокисляющей микрофлоры в 1 мл воды [156], которое в данной работе принималось постоянным и равным 1000.

Необходимо отметить, что такое уравнение не отражает зависимости скорости процессов от внешних факторов, в первую очередь температуры, что не позволяет корректно моделировать сезонный ход распределения НУ. Температурная зависимость скорости окисления НУ описывается уравнениями Аррениуса. Уменьшение скорости окисления НУ в 1.5 – 2 раза при снижении температуры на каждые 10°С является классическим примером влияния температуры на кинетику химических процессов. В работе [89] приводятся данные о том, что скорость микробиологического окисления НУ также снижается в 1.4 – 1.5 раз при уменьшении температуры на каждые 10°С. С учетом этого влияния температуры на скорость окисления НУ, зависимость величины $\tilde{t}_k$ от температуры воды может быть представлена в следующего виде:

$$t_k^T = t_k^{T_0} \cdot (A)^{\frac{T-T_0}{10}}, \qquad (1.9)$$

где T - это температура воды, T_0 - это температура воды, для которой известна величина $t_k^{T_0}$, а A - это коэффициент температурной зависимости, изменяющийся от 1.1 до 1.5 (табл. 1.3).

Аналогично, величина a_k зависит от температуры следующим образом:

$$a_k^T = a_k^{T_0} \cdot (B)^{\frac{T-T_0}{10}}, \qquad (1.10)$$

где B - это коэффициент температурной зависимости, изменяющийся от 1.45 до 2.0 (табл. 1.3).

Понятно, что кинетика окисления и ассимиляции различных компонент смеси НУ должна быть существенно различной. Так алкены и легкие фракции гомологического ряда алканов окисляются во много раз быстрее тяжелых фракций алканов и аренов [152]. Другими словами скорость окисления НУ многократно увеличивается в ряду бензин – керосин – дизельное топливо – мазут – смолы. Это проявляется в том, что при попытке параметризации окисления НУ одним уравнением типа (1) или (2) константы, описывающие удельную скорость окисления НУ становятся функциями от времени [128].

С учетом имеющихся в литературе данных о скорости окисления НУ и скорости изменений средних концентраций и пространственного распределения НУ в водах моря [156], были выбраны параметры уравнений (2) –(5), представленные в таблице 1. Выбранные параметризации позволяют моделировать особенности изменений пространственного распределения НУ на синоптическом, сезонном и межгодовом масштабах.

1.4.4. Модель переноса и трансформации нефтяных углеводородов в морской среде

Предполагается, что масса растворенных в морской воде нефтепродуктов состоит из трех фракций – легкой, средней и тяжелой, процесс трансформации которых описывается системой дифференциальных уравнений в частных производных, выражающих изменение во времени и пространстве концентрации C_m ($m = 1, 2, 3$) каждой фракции:

$$\frac{\partial C_m}{\partial t}+\frac{\partial C_m u}{\partial x}+\frac{\partial C_m v}{\partial y}+\frac{\partial C_m w}{\partial z}=F_m+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_H\frac{\partial C_m}{\partial z}\right)+\mu_m C_m \qquad (1.11)$$

где C_m - концентрация m – ой фракции; t – время; u, v, w – компоненты скорости в прямоугольной системе координат (x, y, z), оси которой направлены соответственно на восток, север и вертикально вниз;

$F_m \equiv \frac{\partial}{\partial x}(A_H\frac{\partial C_m}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(A_H\frac{\partial C_m}{\partial y})$ - член, описывающий горизонтальную турбулентную диффузию; A_H, K_H – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии соответственно; μ_m - коэффициент неконсервативности, учитывающий изменение концентрации примеси вследствие химических и биологических превращений и в общем случае являющийся функцией координат и времени.

Коэффициенты μ_m для каждой фракции имеют вид:

$$\mu_m=-\frac{\ln 2}{\tilde{t}_m-a_m\cdot N_m} \quad ,$$

где $\tilde{t}_m=t_{0m}\cdot\alpha_m^{-\lambda}$; $a_m=a_{0m}\cdot\beta_m^{-\lambda}$; $\lambda=\frac{T-T_{0m}}{10}$; t_{0m} - характерное время разложения m - й фракции; $T = T(x,y,z,t)$ – температура морской воды в ^0C; T_{0m} – характерная температура морской воды; N_m - концентрация клеток микроорганизмов, перерабатывающих m – ю фракцию; α_m , β_m - константы. Значения параметров для каждой фракции приведены в табл. 1.3.

Отметим, что для условий Черного моря все коэффициенты μ_m при выбранных значениях параметров принимают отрицательные значения, причем μ_1 имеет порядок 10^{-1} сутки$^{-1}$, $\mu_2 \sim 10^{-2}$ сутки$^{-1}$, а $\mu_3 \sim 10^{-3}$ сутки$^{-1}$.

Таблица 1.3

Параметры \ Фракции	1-ая фракция (лёгкая)	2-ая фракция (средняя)	3-тья фракция (тяжёлая)
t_0 (сутки)	55	100	600
a_0 (мл*сутки)	0.08	0.03	0.005
T_0 (^{o}C)	20	20	20
N (число клеток/мл)	1000	1000	1000
α	1.50	1.50	1.10
β	1.45	2.00	2.00

Коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии равен $A_H =$ $= 5*10^5$ см^2/сек; коэффициент вертикальной турбулентной диффузии:

$$K_H = \begin{cases} 2.5\ cm^2/s,\ z \le 10\ m \\ 0.1\ cm^2/s,\ 10m \angle z \angle 20\ m \\ 0.03\ cm^2/s,\ z \ge 20\ m \end{cases}$$

Уравнения модели переноса и трансформации нефтеуглеводородов (1.11) по времени аппроксимировались так же, как и уравнения гидродинамической модели, с применением схемы центральных разностей «чехарда» (*«leap-frog»*). Эта схема при малых шагах по времени практически не искажает длинноволновую часть спектра движения и при линейном изменении функции от шага к шагу по времени почти консервативна [91].

В символьном виде прогностические уравнения для каждой фракции (опуская индекс m) ($t_n = n\tau$, τ - шаг по времени, $n = 0,1,2,\ldots$) можно записать так:

$$\frac{C^{n+1} - C^{n-1}}{2\tau} = Adv(C^n) + Dif(C^{n-1}),$$

где первое слагаемое в правой части соответствует адвективным процессам в уравнении (1.11), второе описывает турбулентную диффузию и источники/стоки.

Недостатки этой схемы связаны с расслоением решения по временным шагам из-за вычислительной моды, для предотвращения которого необходимо использовать временной фильтр. В качестве такового использовались схема Матсуно. Эта схема состоит из двух шагов:

$$\frac{C^{n+1/2} - C^{n-1}}{2\tau} = Adv(C^{n}) + Dif(C^{n-1}); \qquad \frac{C^{n+1} - C^{n-1/2}}{2\tau} = Adv(C^{n+1/2}) + Dif(C^{n-1})$$

По пространству также, как и в гидродинамической модели, использовалась сетка С по классификации Аракавы [197].

1.4.5. Начальные и граничные условия

При задании атмосферного воздействия использовались среднемесячные климатические данные о ветре, осадках и испарении взяты из [455].

Предварительно проводился гидродинамический расчет на десятилетний период от состояния покоя с заданным начальным распределением температуры и солености, при этом среднемесячные климатические поля для задания граничных условий линейно интерполировались на каждый шаг по времени. Задача решалась в приближении твердой крышки. Шаг по времени равнялся 20 минутам.

Полученные поля скорости течений, температуры и солености принимались за начальные и в дальнейшем расчеты проводились совместно с моделью трансформации нефтеуглеводородов.

Распределение НУ по акватории Черного моря в начальный момент времени задавалось горизонтально-однородным. По вертикали профиль концентрации нефтеуглеводородов соответствовал профилю распределения НУ для зимнего сезона (Рис. 1.4), рассчитанному по осредненным данным, представленным в работе [156]. Соотношение легкой, средней и тяжелой фракций НУ в начальный момент времени численных экспериментов задавалось для различных горизонтов следующим образом: 6:3:1 для поверхности моря, 3:5:2 – на глубине 10 м, 1:7:2 – на глубине 50 м, 0:4:6 – на глубине 100 м, 0:1:9 – на глубине 200 м и 0:0:10 – на глубине 2000 м. Такой характер изменения соотношения различных фракций НУ

соответствует общим представлениям о соотношении скорости обновления вод на соответствующих глубинах моря и скорости окисления соответствующих фракций НУ.

На твердой боковой границе задается нулевой нормальный поток нефтеуглеводородов, также как и в проливе Босфор в верхних слоях, где вода вытекает из моря. В точках, где вода втекает в море, т.е. в устьях рек и в нижних слоях Босфорского пролива, задается значение концентрации нефтеуглеводородов C_{mN} , которые вносятся вместе с поступающей (со скоростью u_m) водой. Поступление НУ в Черное море с речными водами и водами нижнего босфорского течения задавалось пропорционально объему среднемесячного стока:

$$Q_{mN} = C_{mN} \cdot u_m$$

Концентрация НУ в речных водах считалась постоянной и равной C_{mN} = =0.39 мг/л, что для всего моря составляло $131 \cdot 10^3$ т/год [156], а концентрация НУ в водах нижнего босфорского течения C_{mN} = 0.12 мг/л. Соотношение легкой, средней и тяжелой фракций НУ в речных водах и в водах, поступающих в Черное море через пролив Босфор, принималось равным 6:3:1. Береговой сток и технологическое загрязнение в портовых акваториях и в результате эксплуатации флота не учитывались.

На дне моря задается отсутствие потоков нефтеуглеводородов:

$$K_H \frac{\partial C_m}{\partial z} = 0.$$

На поверхности моря задается поток нефтеуглеводородов, попадающих в море с осадками:

$$-K_H \frac{\partial C_m}{\partial z} = C_{0m} \cdot PREC,$$

где *PREC(x,y,t)* – количество осадков в единицу времени. Концентрация НУ в атмосферных выпадениях принималась равной $C_{0m} = 0.14$ мг/л, что для всей

акватории Черного моря составляло $29.61 \cdot 10^3$ т/год [28]. Соотношение легкой, средней и тяжелой фракций НУ в атмосферных выпадениях принималось равным 1:1:1. Поступление НУ через Керченский пролив не рассматривалось.

Испарение НУ с поверхности моря не учитывалось, поскольку рассматривалась эмульсионно-растворенная фракция НУ в отсутствие пленки НУ на поверхности моря, подверженной интенсивному ветровому воздействию. Переход эмульсионно-растворенной фракции во взвешенную, также как и осаждение НУ со взвесью не рассматривались.

1.4.6. Результаты численных экспериментов

От принятых начальных условий система уравнений (1.11) совместно с уравнениями гидродинамической модели решалась на четыре года модельного времени с сезонноменяющимися расходами в устьях рек и через пролив Босфор и осадками на поверхности моря. Шаг по времени в модели составлял 20 минут. Поскольку фактически уже на второй год расчета модель выходила на квазипериодический режим, анализировались результаты моделирования на последний – четвертый - год расчета.

Среднее вертикальное распределение: сезонный и многолетний ход. На Рис. 1.5 представлены средние по акватории моря вертикальные распределения НУ, полученные в результате численных экспериментов при различном суммарном поступлении НУ. Величины концентраций слабо менялись в верхнем 100-метровом слое вод и плавно уменьшались в более глубоких слоях вод при суммарном поступлении НУ, соответствующем опубликованным данным [156,211]. В целом результаты численных экспериментов показывают, что среднее вертикальное распределение НУ при их суммарном поступлении, соответствующем опубликованным данным, качественно совпадало с результатами натурных наблюдений. Абсолютные величины концентраций, как отмечалось выше, были в 1,5 – 2 раза меньше наблюдаемых в море. Кроме того, величины концентраций в период времени счета, соответствующий 3 – 4-му годам эволюции экосистемы

Черного моря, продолжали уменьшаться. Результаты численных экспериментов указывают на одну из следующих или одновременно на несколько возможных причин полученного количественного несоответствия рассчитываемых и наблюдаемых средних концентраций НУ в водах моря:

- опубликованные оценки поступления НУ в Черное море могут быть существенно занижены;
- влияние резкого уменьшения концентрации кислорода и вероятного уменьшения активности сообщества нефтеокисляющих бактерий с глубиной должно быть включено в численную схему модели.

В случае десятикратного увеличения поступления НУ в море распределение легкой и средней фракций этих веществ отражает состояние экосистемы соответствующее или близкое к равновесному, при котором средняя годовая концентрация НУ не изменяется, а ход текущих концентраций отражает сезонные изменения в распределении НУ. Это относится в первую очередь к распределению легкой (1-ой) и средней (2-ой) фракции во всех рассматриваемых слоях вод (Рис. 1.5). В случае тяжелой фракции НУ распределение по-прежнему остается нестационарным, что подтверждает необходимость изменения соотношения фракций НУ, поступающих в море с береговым стоком и атмосферными выпадениями, в сторону увеличения доли тяжелой фракции. Более существенным результатом являются качественные изменения в форме вертикального профиля распределения суммарной концентрации НУ (Рис. 1.5), указывающие на возможные последствия повышения поступления НУ в Черное море.

Результаты выполненных численных экспериментов позволяют исследовать роль отдельных фракций НУ в сезонном ходе среднего суммарного вертикального распределения НУ. Из данных, представленных на Рис. 1.5 и 1.6, следует, что при поступлении НУ, соответствующем опубликованным оценкам [156,211], от 90 до 100% средней концентрации обеспечивается присутствием тяжелой фракции НУ.

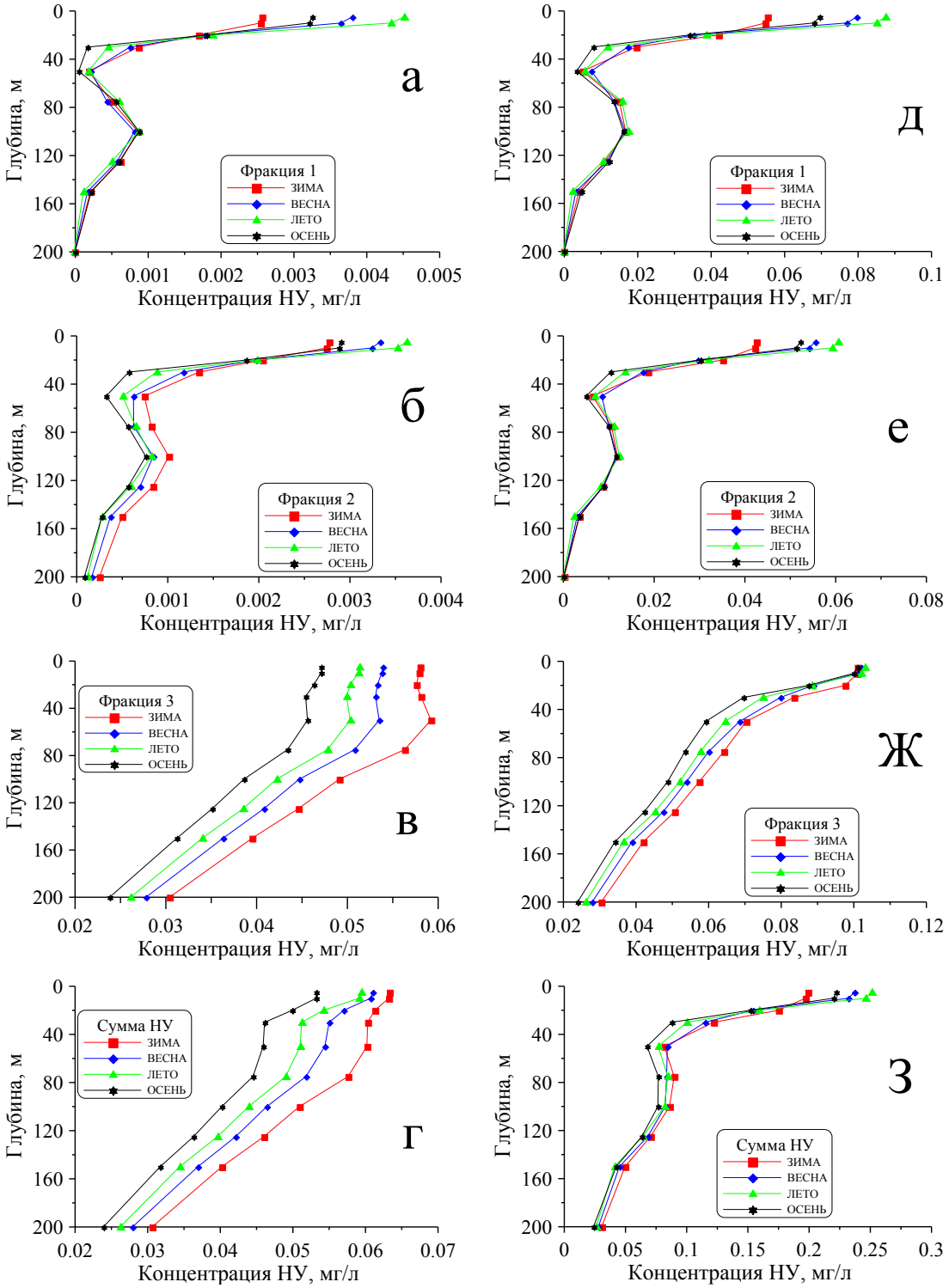


Рис. 1.5 Среднее вертикальное распределение индивидуальных фракций и суммарного содержания НУ в водах Черного моря в различные сезоны при суммарном поступлении НУ в море равном опубликованным оценкам (а - г) и превышающем опубликованные величины в 10 раз (д - з).

Эта величина закономерно увеличивается от поверхностных к глубинным водам. Легкая и средняя фракции НУ определяют особенности сезонного хода среднего вертикального распределения НУ в Черном море, для которого характерны максимальные величины концентраций в весенне-летний период и минимальные величины в зимний. Последнее в значительной степени определяется сезонными изменениями в объеме речного стока, обеспечивающим наибольшее поступление НУ в море.

Полученные результаты численных экспериментов совпадают с опубликованными данными и общими представлениями о сезонных изменениях среднего вертикального распределения НУ:

- сезонные изменения проявляются в виде годовых гармонических колебаний с максимальной амплитудой в верхнем 30 – 50-метровом слое;
- в более глубоких слоях вод амплитуда сезонных колебаний величины средней концентрации НУ значительно убывает, а сами колебания становятся более сложными, отражая влияние различных действующих факторов (сезонные изменения поступления НУ с береговым стоком и атмосферными выпадениями, интенсивности вертикального перемешивания, потока тепла и температуры, изменения поступления НУ с водами нижнего Босфорского течения и т.д.);
- экстремальные величины концентрации НУ наблюдаются в различные сезоны на разных глубинах моря, что является дополнительным отражением многообразия факторов, определяющих сезонные изменения величины средней концентрации НУ в различных слоях вод Черного моря.

В целом, полученные данные позволяют говорить о том, что используемая в данной работе модель качественно правильно воспроизводит вертикальное распределение НУ в водах Черного моря и сезонные изменения этого распределения.

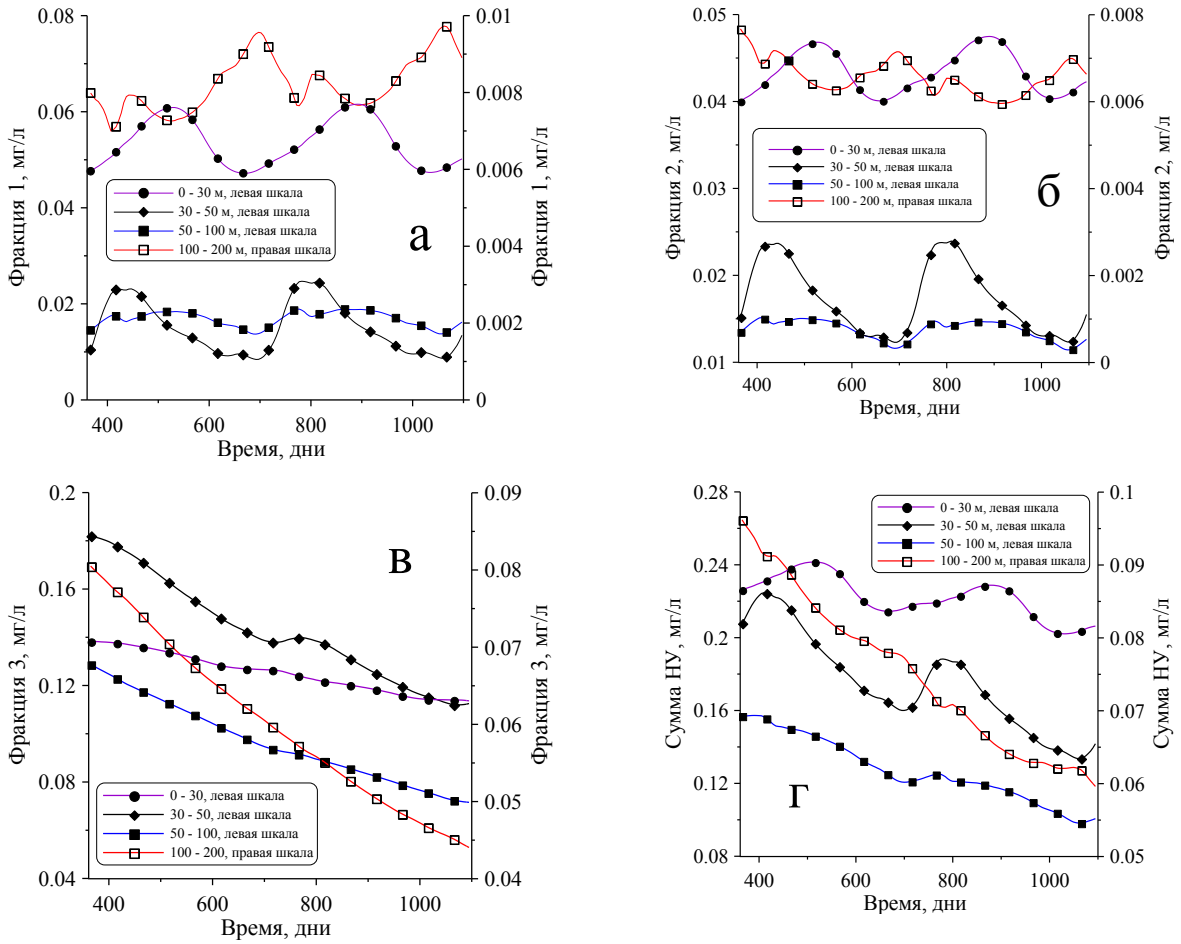


Рис. 1.6 Эволюция величины средней концентрации индивидуальных фракций и суммарного содержания НУ в различных слоях вод Черного моря.

Пространственное горизонтальное распределение. На Рис. 1.7 представлено пространственное распределение средней (2-ой) фракции НУ в «летний» период численного эксперимента. Выбор этой фракции для анализа пространственных особенностей распределения НУ обусловлен тем, что именно она определяет в значительной степени особенности сезонного хода пространственного распределения НУ. Полученные данные (Рис. 1.7) отражают основные особенности пространственного распределения НУ в различные сезоны года:

- максимальные концентрации НУ наблюдаются в шельфовых районах и на периферии основных циклонических круговоротов, в том числе в глубоководной

части, разделяющей районы влияния западного и восточного циклонических образований;

- маибольшие значения концентраций в поверхностных водах наблюдаются в прибрежных районах северо-западного шельфа моря, вблизи крупных городов-портов и устьев рек, а также районе, примыкающем к проливу Босфор;
- площадь акваторий, для которых характерно минимальное содержание НУ, в восточной части моря часто больше аналогичных районов в западной части моря;
- районы, примыкающие к устьям рек (в первую очередь это относится к приустьевой акватории р. Дунай и Днепр), характеризуются одновременно максимальными величинами средних концентраций и максимальным диапазоном изменений концентрации НУ в этих районах при переходе от «зимнего» к «летнему» сезону;
- при переходе от зимнего к летнему сезону наблюдается повышение концентраций НУ в приустьевых районах моря и снижение средних концентраций в поверхностном слое вод глубоководной части моря.

Кроме известных по опубликованным данным особенностей, было выявлено, что в более глубоких слоях вод, в первую очередь на глубинах 100 – 150 м (рис. 1.7), пространственное распределение НУ зависит от их поступления с водами нижнебосфорского течения. Это одно из существенных проявлений влияния водообмена через Босфор на состояние экосистемы всего моря.

Таким образом, предложенные параметризации химико-биологических процессов и источников поступления НУ в Черное море в рамках используемой модели МГИ позволяют качественно правильно описать известные особенности крупномасштабной изменчивости распределения НУ в аэробной зоне моря.

Дальнейшие работы должны быть направлены на уточнение соотношения фракций НУ, поступающих в Черное море, а также включение в схемы расчета параметризаций, учитывающих существенную вертикальную неравномерность распределения кислорода, а также удельной и общей активности сообщества нефтеокисляющих микроорганизмов.

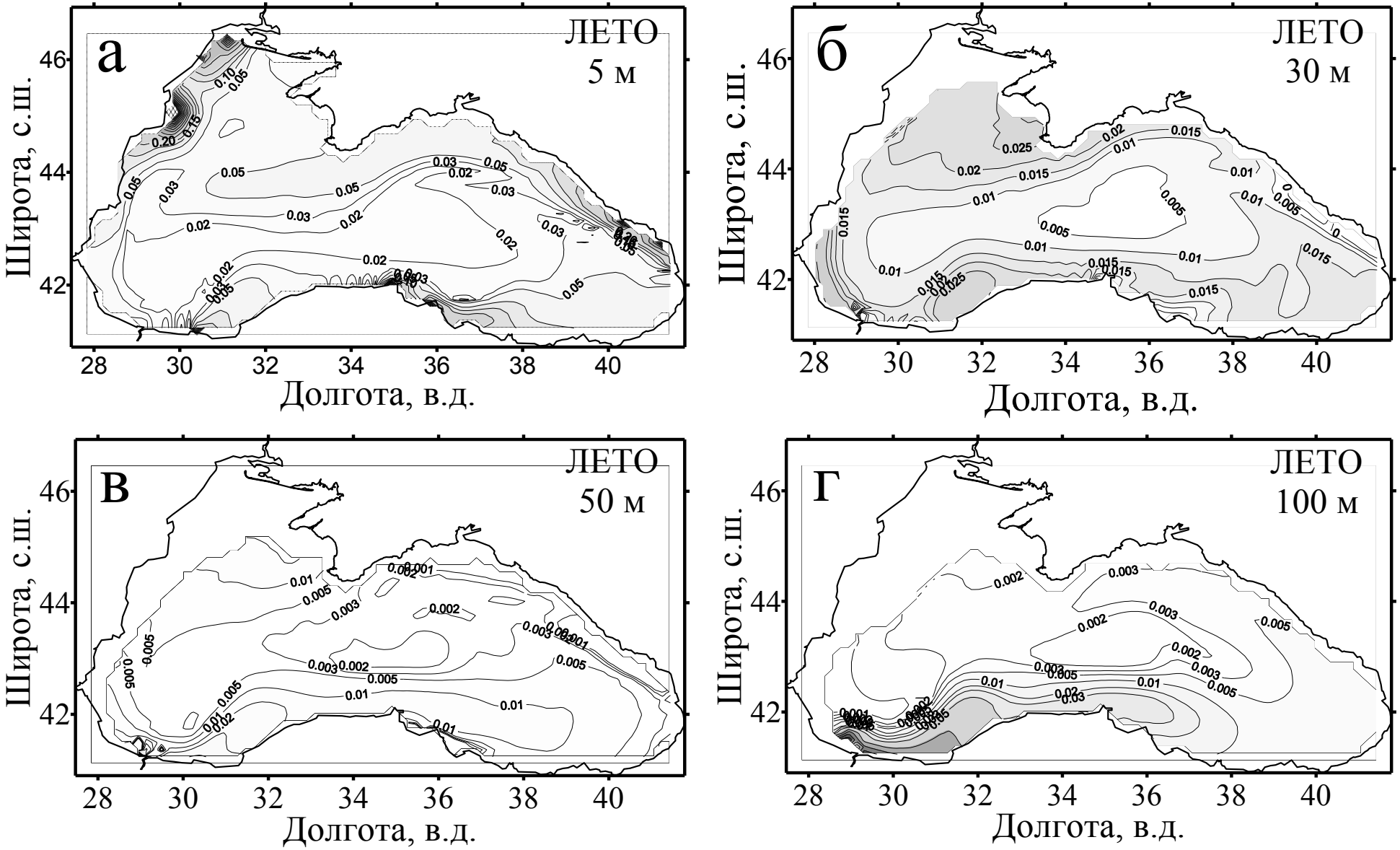


Рис. 1.7.Распределение средней (2-ой) фракции НУ на различных горизонтах аэробной зоны Черного моря в «летний» период численного эксперимента.

1.5. Оперативная система прогноза распространения нефтяных разливов в Черном море

Поступление нефти в море с нефтяных платформ, нефтепроводов, морских судов наносит значительный вред не только морской среде, но и прибрежным районам. А принимая во внимание полузамкнутый характер бассейна Черного моря, загрязнение прибрежных районов нефтью наносит большой ущерб рекреационному хозяйству, и косвенно человеческому здоровью. Влияние нефтяного загрязнения на экологию прибрежных и морских экосистем особенно разрушительно в случае аварийных разливов.

Как уже было отмечено в предыдущем подразделе, авария лишь на одном нефтеналивном танкере может привести к единовременному поступлению в морскую среду Черного моря количества нефти, сравнимого с его годовым поступлением. Учитывая, что Черное море расположено в умеренных широтах, последствия единовременного поступления больших количеств нефти в море будут оказывать влияние на состояние экосистемы в течение нескольких лет.

Мониторинг незаконных разливов и использование обратных по времени расчетов траекторий разливов (backtracking) позволяет быстро и эффективно определить источник загрязнения. В случае аварийных разливов, спасательные службы должны иметь полную информацию о положении загрязняющего вещества, его дрейфе и эволюции. Поэтому необходимо использование самых современных систем прогноза распространения и эволюции нефтяных разливов.

Одна из наиболее полных систем, нацеленных на моделирование переноса нефтяных пятен в Черном море, была разработана в [103]. Гидродинамический блок этой системы основан на модели DieCAST [245], адаптированной к Черному морю. Блок переноса пятен нефти построен с использованием метода частиц, позволяющего прогнозировать траектории индивидуальных частиц, совокупность которых представляет нефтяное пятно. В работе показана возможность использования разработанной системы для мониторинга разливов нефти в Черном море. Однако, функционирование таких систем в оперативном режиме возможно

лишь при наличии оперативных моделей циркуляции. Как отмечено в разделе 1.2 такая модель лежит в основе Системы мониторинга и прогноза состояния Черного моря, функционирующей в Черноморском Центре Мониторинга и Прогноза динамики и экосистемы Черного моря [9,341,346,348]. Это обстоятельство явилось предпосылкой для разработки оперативной системы прогноза распространения нефтяных разливов в Черном море, где эта модель используется в качестве гидродинамического блока.

1.5.1. Основные компоненты системы

В настоящее время существует достаточно много различных систем прогноза нефтяных разливов в море. Они различаются по степени сложности, полноте описания физических и химических процессов, географической привязке, доступности и простоте использования. Краткий сравнительный анализ [361] некоторых, наиболее известных нефтяных моделей, которые могли бы быть использованы для нужд Черноморского сообщества, показал, что на сегодняшний день оперативная система нефтяных разливов SeaTrackWeb (STW) [298], разработанная Шведским институтом метеорологии и гидрологии (Swedish Meteorological and Hydrological Institute - SMHI) для Балтийского моря и в дальнейшем усовершенствованная кооперацией нескольких институтов прибалтийских стран, является наиболее продвинутой, полной, современной и наиболее приемлемой для пользователя. Исходя из этого, в Морском гидрофизическом институте НАН Украины в тесном сотрудничестве со Шведским институтом метеорологии и гидрологии и Датским институтом гидравлики (Danish Hydraulic Institute -DHI) в рамках проекта “Environmental Monitoring of the Black Sea Basin: Monitoring and Information Systems for Reducing Oil Pollution” (MONINFO) [299] Комиссии по защите Черного моря от загрязнения (Black Sea Comission) на основе системы SeaTrackWeb создана система оперативного прогноза распространения нефтяных загрязнений в Черном море - BlackSeatrack Web (BSTW). Основной задачей системы BSTW является расчет распространения нефтяных

разливов, поступивших в Черное море в результате аварийных или несанкционированных сбросов. Система BSTW также может быть использована и для прогноза переноса морскими течениями других объектов, таких как водоросли, некоторые химические вещества и различного рода плавающие объекты, такие, как спасательные шлюпки или затонувшие тела.

Система BSTW состоит [288] из трех основных компонент:

- данных трехдневного прогноза гидрометеорологических параметров, поступающих из гидродинамического блока Системы мониторинга и прогноза состояния Черного моря ЦМП МГИ;
- нефтяной модели PADM (PArticle Dispersion Model), разработанной Шведским институтом метеорологии и гидрологии (SMHI) и Датской администрацией по морской безопасности (Danish Maritime Safety Administration-DAMSA);
- графического интерфейса пользователя (GUI), позволяющего запускать систему на персональном компьютере, проводить расчеты и анализ их результатов.

Гидродинамический блок системы основан на модели, описанной в разделе 1.2. В целях повышения точности прогноза в модели ассимилируются данные спутниковых измерений: температура поверхности моря (ТПМ) и аномалии уровня моря. Спутниковые альтиметрические данные поступают из Центра космических исследований AVISO (г. Тулуза, Франция). Данные измерений со спутников ERS, TOPEX/POSEIDON, GFO, Jason, ENV1SAT подвергаются предварительной обработке, включающей атмосферную коррекцию, коррекцию влияния поверхностных волн, приливов и атмосферного давления, после которой по специальному разработанному алгоритму восстанавливается абсолютный динамический уровень Черного моря. Подробно процедура подготовки и ассимиляции альтиметрических данных изложена в [101,349].

Исходными данными для получения информации о поле ТПМ служат ИК-снимки радиометров AVHRR со спутников серии NOAA. Снимки поступают в реальном режиме времени в Центр приема и обработки спутниковой информации МГИ НАН Украины, где осуществляется их предварительная обработка,

включающая географическую привязку, геометрическую коррекцию, фильтрацию облачности, атмосферную коррекцию и, собственно расчет ТПМ. Подробно процедура подготовки и ассимиляции спутниковых данных измерений ТПМ изложена в [43].

Необходимые данные для задания атмосферного воздействия поступают из региональной атмосферной модели ALADIN Национальной Метеорологической Администрации Румыния [259,423].

Графический интерфейс пользователя разработан в Шведском институте метеорологии и гидрологии на основе технологии геоинформационных систем — систем сбора, хранения, анализа и графической визуализации пространственных данных и связанной с ними информацией о необходимых объектах.

Модель нефти PADM разработана Шведским институтом метеорологии и гидрологии (SMHI) и Датской администрацией по морской безопасности (Danish Maritime Safety Administration-DAMSA). Эта модель не является предметом настоящей работы, поэтому здесь приведем лишь самые общие её черты. Подробное описание этой модели приведено в [369].

Нефтяная модель PADM является моделью распространения лагранжевых частиц. Это означает, что моделируемая субстанция представляется в виде облака частиц. Траектория каждой частицы рассчитывается, исходя из меняющегося во времени и пространстве поля скорости течений, при этом предполагается, что частицы не оказывают никакого влияния на течения. Частицы не могут проходить через твердые границы, но могут захватываться ими или скользить вдоль них. Каждая частица обладает набором свойств (например, массой, объемом, плотностью, химическими свойствами и др.), которые могут быть постоянными или меняться в зависимости от времени, температуры и других параметров. Процессы трансформации нефти, которые включены в модель, можно разделить на две части:

– процесс распространения, т.е. движение частиц от своего начального положения, включающий в себя: течения, рассчитанные по гидродинамической модели; индуцированный волнами стоксов дрейф; горизонтальное растекание нефтяного пятна под действием силы тяжести; обусловленная волнами дисперсия

частиц с поверхности вглубь моря; турбулентное перемешивание; осаждение или всплытие, обусловленное эффектами плавучести;

– процесс выветривания, включающий в себя испарение, растворение и эмульгирование.

Кроме того, в модели предусмотрена опция включения дополнительной случайной составляющей в скорость дрейфа частиц, имитирующей неопределенность прогноза ветрового воздействия. Также в модели параметризовано взаимодействие нефти со льдом. Однако, в версии для Черного моря соответствующий блок модели убран.

Результаты расчета дрейфа нефтяных разливов представляются на мониторе компьютера в виде траекторий частиц на карте Черного моря. Движение частиц может быть анимировано. Векторные поля поверхностных течений и ветра так же могут быть отображены. Кроме того, различные характеристики эволюции нефтяного пятна в процессе дрейфа представляются в виде таблиц и графиков.

Система BSTW разрабатывалась в первую очередь как полезный инструмент для организаций, ответственных за ликвидацию последствий нефтяных разливов в Черном море и спасение на водах. В дополнение к прогнозу дрейфа нефти система предоставляет возможность проводить обратный во времени расчет. В этом случае расчет начинается в момент времени, когда объект или пятно были обнаружены и система рассчитывает траекторию дрейфа объекта назад во времени, показывая его предыдущее положение в акватории. Это особенно актуально для выявления судов, ответственных за незаконный сброс нефтепродуктов в море, после обнаружения загрязнений, например, по спутниковым данным.

Система BSTW представляет собой современный инструмент, основанный на последних достижениях оперативной океанографии и направленный на осуществление мероприятий по повышению экологической безопасности Черного моря и по спасению на водах [287,351,355,356]. Система BSTW:

- доступна через всемирную сеть Интернет 24 часа в сутки;
- учитывает почти все физические процессы, определяющие эволюцию нефтяного пятна (эмульгирование, седиментация, испарение, погружение, вязкость,

поверхностное натяжение и др.);

- обеспечивает мгновенный доступ к данным последних морских прогнозов;
- предоставляет возможность расчета траекторий переноса морскими течениями различных плавающих объектов;
- поддерживает функцию отслеживания к исходному состоянию (backtracking).

1.5.2. Примеры использования системы BSTW

Загрязнение нефтепродуктами пляжей Ильичевска и Одессы. 27-28 мая 2011 г. в морской воде в районе Ильичевска обнаружены нефтяные пятна. Загрязнения достигли прибрежной полосы, и уже в полдень песок был покрыт смолянистым веществом слоем в несколько сантиметров (рис.1.8). Общая протяженность загрязнения составила больше километра.

Рис.1.8. Нефтяное загрязнение пляжа Ильичевска

По данным госпредприятия «Ильичевский морской торговый порт» на протяжении нескольких дней количество собранных нефтепродуктов, попавших в морскую среду рядом с портом, составило 914,5 кг. Позднее пресс-служба Министерства экологии и природных ресурсов Украины сообщила, что «по данным Одесского морского координационного аварийно-спасательного центра МЧС во время операции по бункеровке «BalticChief-1» (под флагом Кипра, порт

Лимассол), которую осуществлял теплоход “Orion-A” (под флагом Россия), на палубу судна «BalticChief-1» попало около 5,4 кубометра мазута» [289]. Из танкера вылилось около 5,4 кубометра мазута [295]. Лабораторные исследования определили идентичность нефтепродуктов, отобранных с борта «BalticChief-1», и с водной поверхности возле центрального городского пляжа Ильичевска.

Проведенные с помощью системы BSTW расчеты при гидрометеоусловиях, которые имели место 23-30 мая, подтвердили, что нефтяное пятно от места бункеровки судна в течение рассматриваемого периода времени как раз достигает побережья в районе г. Ильичевск (рис.1.9).

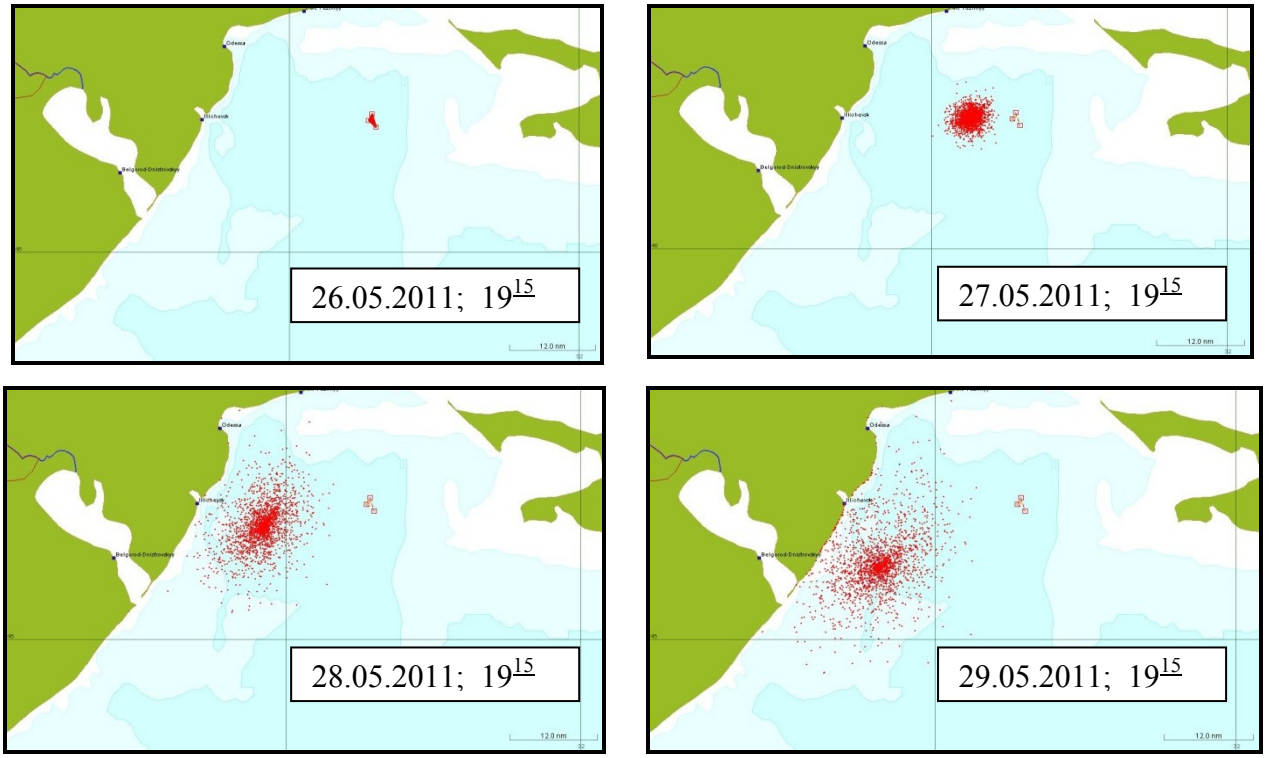


Рис.1.9 Эволюция нефтяного пятна в течение 3-х суток по данным расчета.

Обратный по времени расчет (рис.1.10) также подтвердил, что утечка произошла с российского танкера “Orion A” и кипрского "Baltic Chief 1”

Эти расчетные данные наряду с данными химических анализов, предоставленными Украинским научным центром экологии моря, позволили выиграть судебный процесс, в результате которого судно, виновное в разливе нефти,

оплатило в пользу государства ущерб в размере около 1,5 млн. долларов США [141]. Капитан танкера «BalticChief-1», который проводил 26 мая работы по бункеровке и причастен к загрязнению нефтепродуктами Черного моря в районе порта Ильичевск, был привлечен Государственной экологической инспекцией Украины к административной ответственности – штрафу в размере 23 тыс. 800 грн. [293].

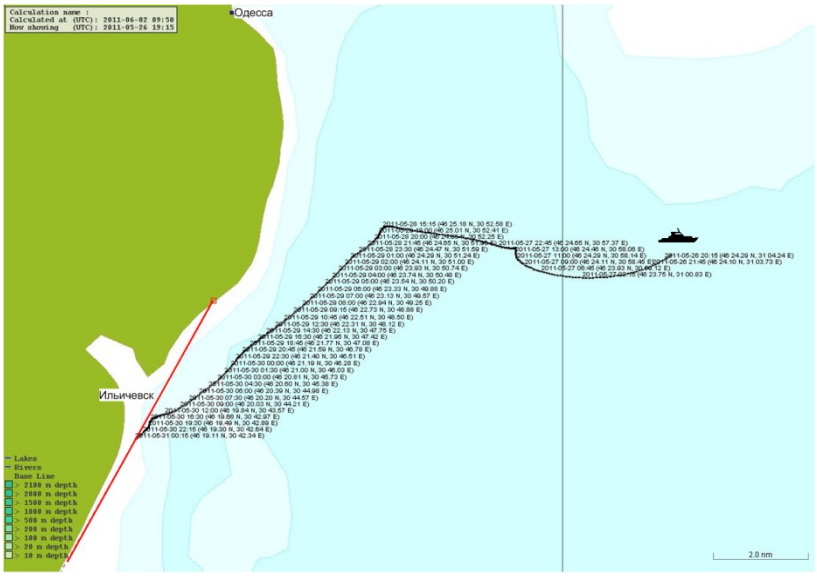


Рис. 1.10 Результат расчета с использованием функции отслеживания к исходному состоянию (backtracking).

Нефтяное загрязнение, обнаруженное со спутника. При проведении спутниковой съемки акватории Черного моря 24 июня 2011 г. специалисты инженерно-технологического центра «СКАНЭКС» – российской компании, предоставляющей услуги по обработке спутниковых изображений поверхности Земли - обнаружили обширное пленочное загрязнение морской поверхности судового происхождения (рис.1.11) [104]. На момент обнаружения пятно, имевшее сложную вытянутую форму, простиралось на 119 км в российском секторе Черного моря в 155 км от Новороссийска и частично захватывало также сектора Турции и Украины. Оценочная площадь пятна составила 320,5 кв.км. 25 июня была проведена повторная спутниковая съемка зоны мониторинга (интервал между съемками составил 13 часов).

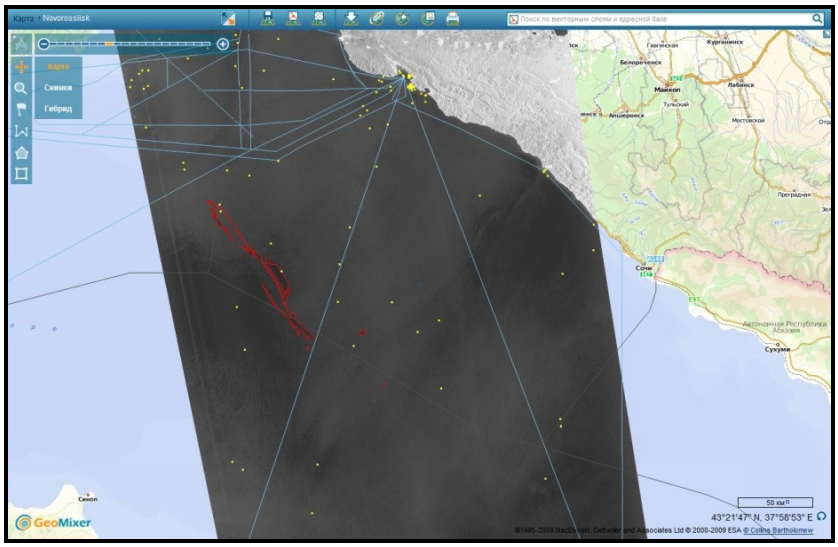


Рис. 1.11 Пленочное загрязнение морской поверхности.

В результате было вновь обнаружено пленочное загрязнение. 27 июня в условиях начавшегося шторма загрязнения обнаружить не удалось. Анализ доступных спутниковых данных из архива Европейского космического агентства (ESA) и оптических спутников низкого разрешения позволил установить, что впервые загрязнение, имеющее судовое происхождение, отмечено на снимке вечером 23 июня. На оптических изображениях оно было обнаружено 24 и 25 июня. Таким образом, пленочное загрязнение существовало на морской поверхности более 2 суток, что говорит о большом объеме разлитых нефтепродуктов и высокой их концентрации. Впоследствии было идентифицировано судно, причастное к загрязнению – это оказался танкер Yukon Star (Великобритания).

Рассчитанная с помощью системы BSTW эволюция пятна хорошо согласовалась с данными наблюдений (рис.1.12,1.13).

Авария судна «Мах». По сообщению Государственного морского спасательно-координационного центра Государственного предприятия морских телекоммуникаций Украины «МОРКОМ» [308] 26 января 2012 г. в 00 часов у судна «Мах» в точке с координатами $45^0$21’с.ш. и $30^0$24’в.д. отказали двигатели, и оно легло в свободный дрейф.

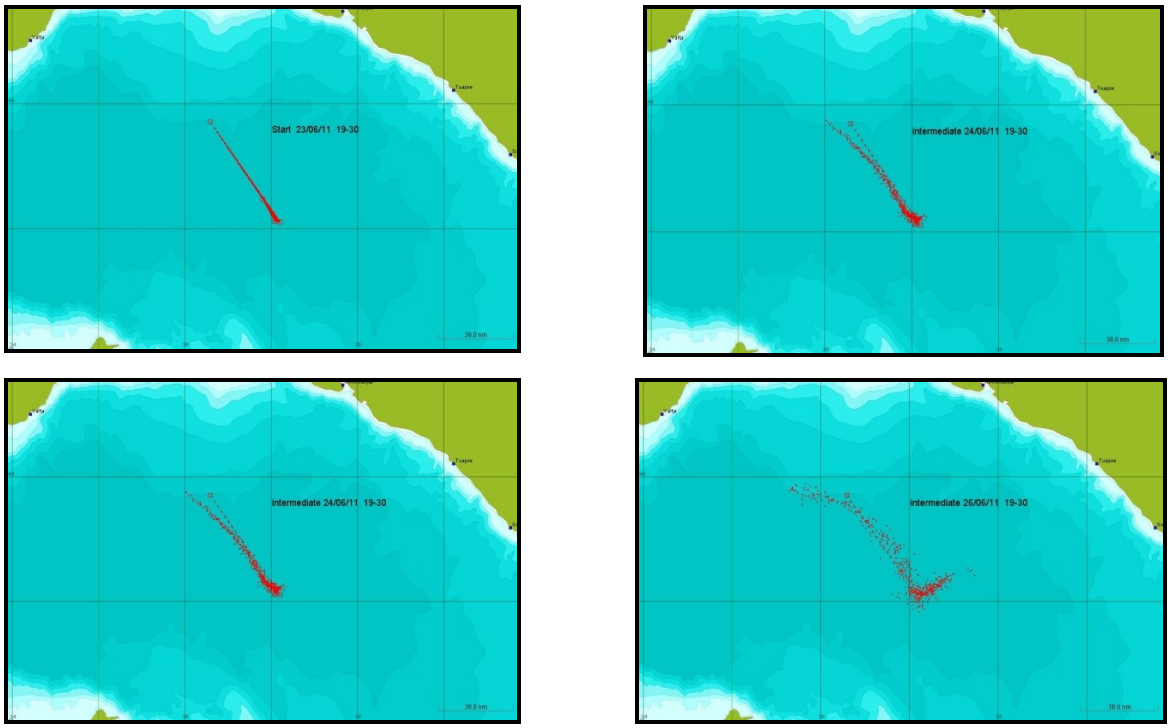


Рис.1.12 Эволюция нефтяного пятна в течение 3-х суток по данным расчета.

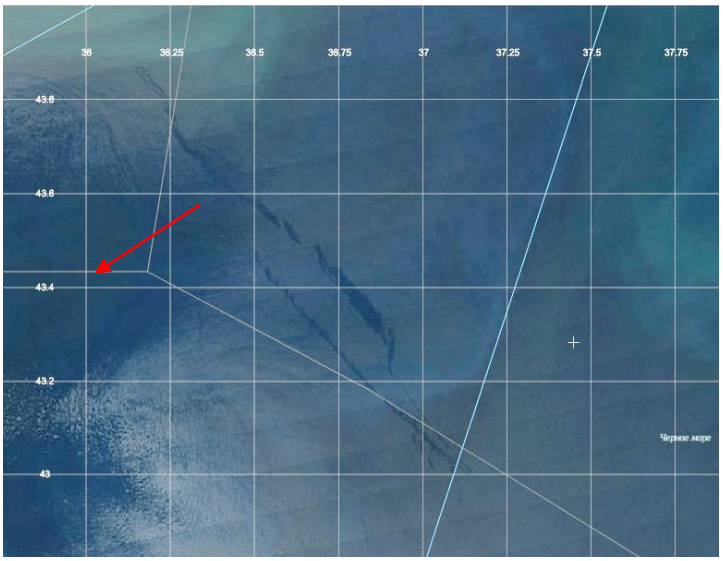


Рис.1.13 Оптическая съемка MODIS Aqua

Неблагоприятные погодные условия требовали проведения спасательных операций, для чего необходимо было спрогнозировать направление дрейфа. С помощью

системы BSTW, используя прогностические модельные данные о скорости ветра и течений, была рассчитана траектория дрейфа судна на срок 1 сутки (рис.1.14). Через 8 часов поступило сообщение от капитана, что им удалось зацепиться за мелководье и стать в точке с координатами $45^0$18’с.ш. и $30^0$11’в.д. севернее о. Змеиный. На рис. 1.14 показана расчетная траектория и точки положения судна в момент аварии и в момент остановки, а также расчетное положение на траектории через 8 часов. Следует отметить, что во время дрейфа команда непрерывно пыталась зацепиться

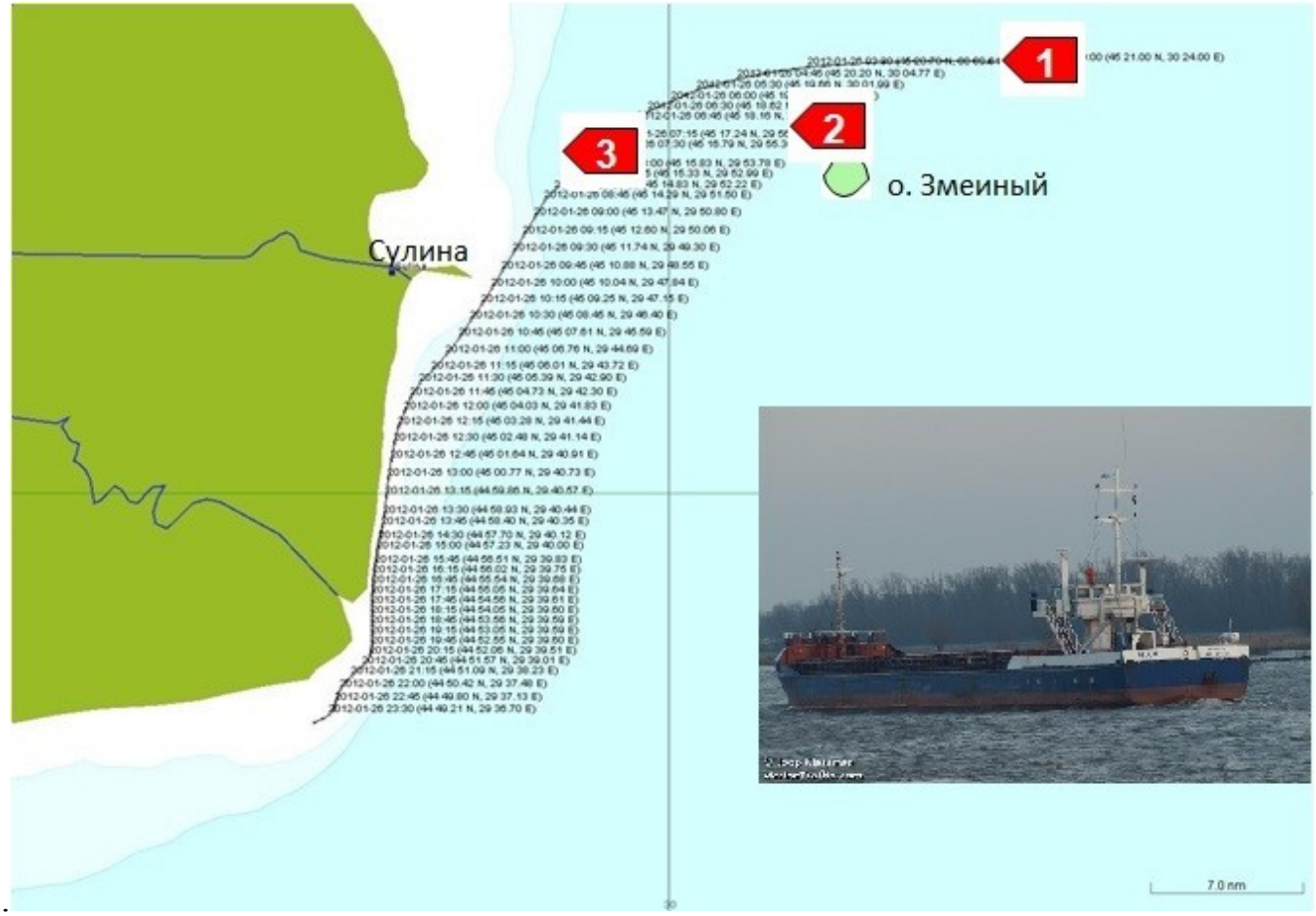


Рис. 1.14 Расчетная траектория дрейфа судна «Мах» в течение суток. 1 - место аварии; 2- место зацепления якорями на мелководье через 8 часов дрейфа; 3- расчетное местоположение через 8 часов дрейфа.

На врезке - фотография судна.

якорем за дно. И, кроме того, отсутствовали достоверные данных о парусности судна. Эти обстоятельства могли явиться причиной расхождения рассчитанных

прогностических и действительных координат обнаружения судна. Тем не менее, видно, что генеральное направление дрейфа определено верно, что уже может служить хорошим ориентиром при проведении поисковых операций на море.

1.6. Моделирование эволюции поля концентрации долгоживущих радионуклидов в Черном море после аварии на Чернобыльской атомной электростанции

Исследование распространения техногенной радиоактивности в морской среде входит в круг проблем, охватываемых рамками оперативной океанографии. В первую очередь эти исследования связаны с задачами экологического характера, а также с расширением круга задач, в которых долгоживущие радиоизотопы используются в качестве трассеров различных гидродинамических процессов. В настоящем подразделе на основе синтеза модели циркуляции и модели переноса, описанных в подразделе 1.3 и 1.4, оценивалось распространение ^{137}Cs в первый год после аварии на ЧАЭС, когда уровни его концентрации значительно превышали дочернобыльские.

1.6.1. Последствия чернобыльской катастрофы для акватории Черного моря

Акватория Черного моря в начале мая 1986 г. оказалась в зоне южного следа радиоактивного облака, образовавшегося в результате взрыва на четвертом энергоблоке ЧАЭС 26 апреля 1986 г. и последующего выхода радиоактивных продуктов из разрушенной активной зоны реактора в процессе горения графита [186]. После взрыва в окружающую среду было выброшено $1.48 \cdot 10^{18}$ Бк радиоактивности. Еще примерно столько же поступило со струйными выбросами в последующие десять суток. По оценкам Ливерморской национальной лаборатории им. Лоуренса (США) на 7 мая 1986 г. в окружающую среду

поступило следующее количество радиоактивных изотопов: ^{131}I – $3\cdot10^{18}$ Бк, ^{137}Cs – $2.2\cdot10^{17}$ Бк, ^{134}Cs – ~$1.1\cdot10^{17}$ Бк и ^{90}Sr – ~ $0.35\cdot10^{17}$ Бк [285]. Поскольку эти радионуклиды весьма летучи, то именно они и определяли уровень загрязнения дальней зоны на расстояниях в тысячи километров.

Анализ первичного загрязнения поверхностных вод Черного моря в результате атмосферных выпадений затруднен, поскольку в период прохождения облака (1-10 мая 1986 г.) не проводились измерения плотности выпадения радиоактивных продуктов по акватории моря. Интегральные оценки количества радионуклидов, поступивших в Черное море, были получены по результатам береговых наблюдений (Одесса, Севастополь) и по плотности распределения на поверхности почвы северного побережья Турции [370].

Однако трудно говорить о высокой достоверности таких оценок, поскольку пространственное распределение поступлений радионуклидов определяется в первую очередь гидрометеорологическими условиями и продолжительностью атмосферных выпадений. Как было установлено ранее, в период интенсивных исследований атмосферных выпадений продуктов ядерных взрывов, около 70% радиоактивности поступают на поверхность Земли с атмосферными осадками [22,266]. Неравномерность выпадения осадков в первой декаде мая 1986 г. привела к ярко выраженной пятнистости радиоактивного загрязнения поверхностных вод Черного моря [250].

Первые полномасштабные исследования, охватывающие всю акваторию Черного моря, были выполнены в период с 12 июня по 4 июля 1986 г. Исследования проводились четырьмя научными центрами независимо друг от друга: Морским гидрофизическим институтом [250], Институтом биологии южных морей [366], г. Севастополь, Украина, Институтом экспериментальной метеорологии, г. Обнинск, Россия [136], и Вудсхольским океанографическим институтом, США [370]. В общей сложности было выполнено более 80 станций, покрывающих практически всю акваторию Черного моря. Полученная картина

распределения достаточно полно отражала уровень загрязнения черноморских вод.

В отличие от выпадений на поверхность суши, которые в течение длительного времени могут оставаться без изменений, распределение радионуклидов в морском бассейне начинает трансформироваться уже с момента поступления. Течения и перемешивание водных масс приводят к перераспределению радионуклидов как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Поэтому первоначальное распределение чернобыльских радионуклидов в поверхностных водах должно существенно отличаться от наблюдаемого в июне 1986 г.

Оценка общих тенденций изменения поля концентрации ^{137}Cs в Черном море за последние несколько десятилетий и на их основе исследование процессов трансформации водных масс проводились с использованием гидродинамической модели в работе [454].

Применяя аналогичный подход, описанная выше оперативная гидродинамическая модель была использована для оценок степени распространения пятна высокого содержания цезия-137 в поверхностном слое Черного моря в первый год после аварии на ЧАЭС.

Данные наблюдений. Для оценки репрезентативности модельных расчетов эволюции пятна высокой концентрации ^{137}Cs использовались данные трех радиоизотопных съемок (рис. 1.15). На рис. 15а показано распределение ^{137}Cs в поверхностном слое моря, построенное по данным, полученным в период с 12.06 по 02.07 1986 г. на 49 станциях [136,187]. Диапазон изменения концентрации – от 50 Бк/м^3 в северо-западной части моря до 720 Бк/м^3 в северной части центрального района.

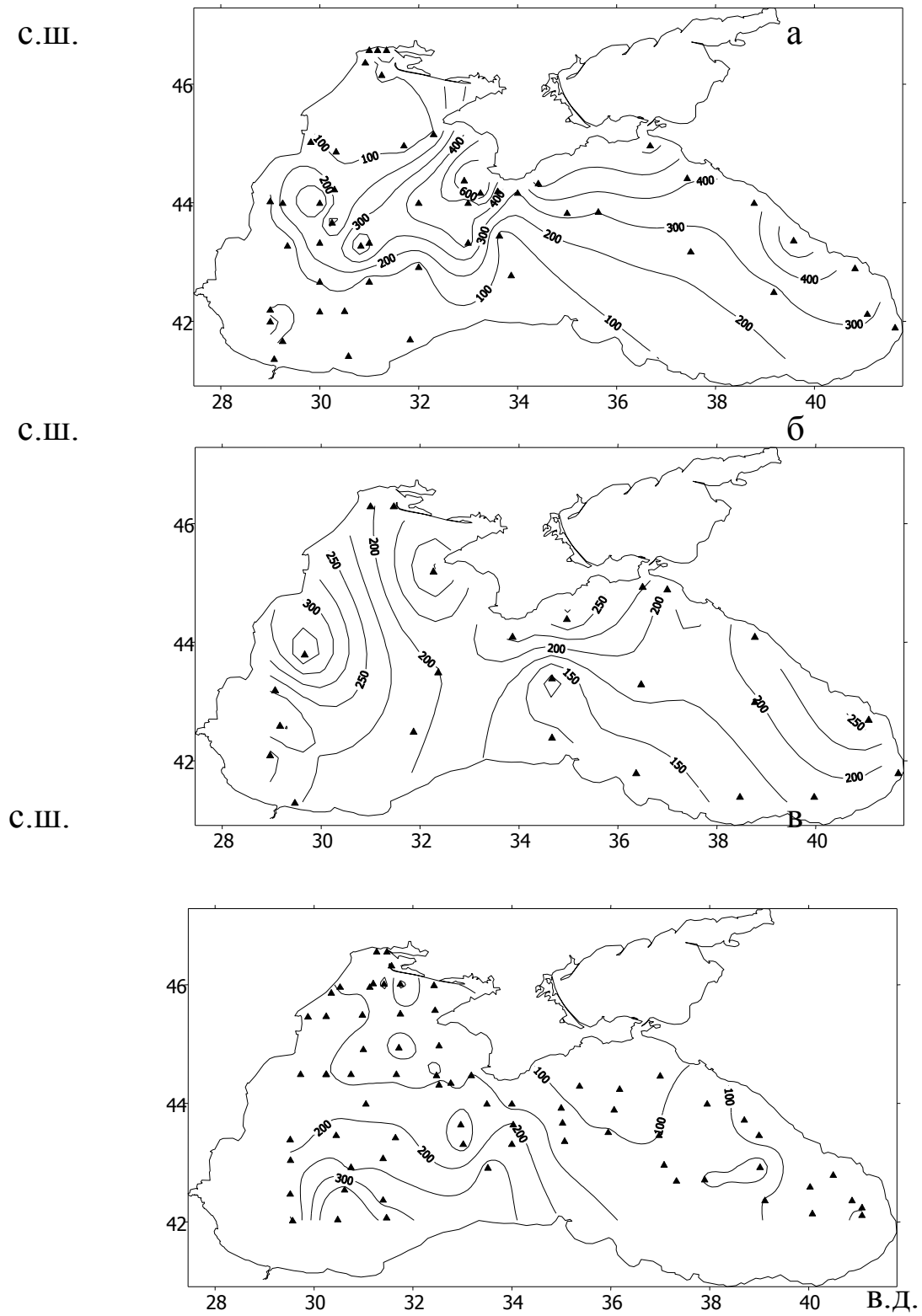


Рис.1.15 Пространственное распределение концентрации ^{137}C в поверхностном слое моря по данным трех радиоизотопных съемок 1986 г. а) июнь; б) октябрь; в) декабрь. Расположение станций показано треугольниками.

Вторая съемка проведена в период с 11.10 по 19.10 1986 г., выполнено 24 станции (рис.1.15б) [136]. Максимальные значения концентрации исследуемого изотопа зафиксированы в западной части моря в районе 44°с.ш. Отмечено повышение содержания ^{137}Cs в северо-западном районе в 1.5 раза. В то же время уровень загрязнения поверхностного слоя северо-восточной части моря понизился более чем в 2 раза. Третья съемка проведена в период с 23.11 по 25.12.1986 г., выполнено 68 станций (рис. 1.15в) [187]. Наиболее высокое содержание ^{137}Cs отмечено на станциях, расположенных в юго-западной части моря – до 370 Бк/м^3. В целом по всей акватории поле концентрации радионуклида в декабре стало более однородным по сравнению с полем, наблюдавшимся в июне.

Поступление радионуклидов в Черное море. В радиоэкологических исследованиях Черного моря можно выделить два периода – дочернобыльский и постчернобыльский. Каждый из них имеет свои особенности формирования полей радиоактивного загрязнения черноморских вод.

В дочернобыльский период поступления долгоживущих радионуклидов цезия и стронция в Черное море были обусловлены атмосферными выпадениями продуктов ядерных взрывов и выносом последних с речными водами с водосборных бассейнов рек. Продолжительность этого периода составляет около 35 лет. Особенностью его является наличие двух максимумов в атмосферных выпадениях – в 1964 г. и 1970 г. и “запаздывание” максимального выноса радиоактивных продуктов с речными водами по отношению к атмосферным выпадениям. Монотонное убывание поступления радионуклидов в Черное море после 1970 г., с одной стороны, и перераспределение их в результате переноса течениями, с другой, привели к следующему. Во-первых, концентрация ^{137}Cs и ^{90}Sr к 1986 г. в верхнем перемешанном слое уменьшилась примерно в 5 раз по сравнению с максимально наблюдаемыми значениями, во-вторых, распределение их по акватории уже в 1977 г. было весьма равномерным [20]. Таким образом, к

моменту чернобыльских выпадений мы можем говорить о некотором однородном “фоновом” поле концентрации радионуклидов.

Атмосферные выпадения, обусловленные прохождением над акваторией Черного моря радиоактивного чернобыльского облака, коренным образом изменили распределение долгоживущих радионуклидов в поверхностном слое. Неравномерность выпадения атмосферных осадков привела к ярко выраженной пятнистости поля концентрации ^{137}Cs и ^{134}Cs. Максимальное содержание ^{137}Cs в поверхностном слое воды в 40-50 раз превысило дочернобыльский уровень. Суммарная плотность выпадений продуктов ядерных взрывов для Черноморского бассейна составила 2.8 ГБк/км^2 [454]. Интегральные оценки поступления изотопа ^{137}Cs свидетельствуют о том, что за десять дней (с 1 по 10 мая 1986 г.) на акваторию Черного моря выпало в 2-4 раза большее количество ^{137}Cs, чем за 35 лет глобальных выпадений. В то же время общие (по всему земному шару) выпадения продуктов ядерных взрывов на порядок выше, чем чернобыльские.

Вторым источником поступления радионуклидов в Черное море является речной сток. Для периода глобальных выпадений максимальный вынос радионуклидов с речным стоком наблюдался в 1965-1966 гг. По мере уменьшения атмосферных выпадений вклад речного стока в общий баланс радионуклидов возрастал и к 1970 г. по ^{90}Sr был равен атмосферным выпадениям. В балансе ^{137}Cs вынос с речными водами играл меньшую роль, поскольку, во-первых, в выпадениях из атмосферы содержание этого изотопа в 1.8 раза выше, чем ^{90}Sr, и, во-вторых, соотношение ^{137}Cs/ ^{90}Sr в речных водах по данным многолетних наблюдений равно 0.2-0.3 [266]. Объясняется это тем, что цезий значительно эффективней сорбируется на речной взвеси и переходит в донные отложения.

В балансе чернобыльских поступлений ^{137}Cs вынос с речными водами также не играл заметной роли, несмотря на то, что значительные количества радионуклида ^{137}*Cs* попали в воды Днепра и впадающих в него рек. В защите Черного моря от поступления ^{137}Cs и ^{90}Sr, попавших на территорию водосборного бассейна Днепра, существенную роль сыграло его зарегулирование. В результате

этого период добегания вод от истоков реки до устья составляет около 1 года. Благодаря геохимическим свойствам цезия как химического элемента, радиоизотопы ^{137}Cs и ^{134}Cs были достаточно быстро и прочно сорбированы на речном взвешенном материале и сконцентрированы, в основном, в донных отложениях каскада днепровских водохранилищ.

В отличие от стронция, в балансе которого преимущественная роль на протяжении нескольких лет после аварии принадлежала речному стоку, загрязнение Черного моря радионуклидами цезия произошло в основном за счет выпадений из атмосферы. Заметное повышение содержания ^{137}Cs в днепровской воде наблюдалось только во время весеннего паводка 1987 г. [143]. Таким образом, при моделировании эволюции следа радиоактивного облака в период с мая 1986 г. до мая 1987 г. поступлениями цезия с речным стоком можно пренебречь.

1.6.2. Модель переноса радионуклидов в водной среде

В общем виде транспорт радионуклидов в водной среде может быть описан уравнением, аналогичным уравнению (1.11):

$$\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{\partial Cu}{\partial x}+\frac{\partial Cv}{\partial y}+\frac{\partial Cw}{\partial z}=D+F, \qquad (1.12)$$

где C – концентрация исследуемого изотопа; F – член, описывающий источники поступления и стоки радионуклидов; D – турбулентная диффузия, которая параметризуется также, как в (1.11). Оценим слагаемое F в правой части (1.12). Внутри бассейна не существует источников радионуклидов, их поступление возможно только через его внешние границы. Уменьшение содержания радионуклидов может происходить за счет их естественного распада, поглощения биотой, сорбции на взвеси и последующего оседания на дно.

Для ^{137}Cs, период полураспада которого равен 30 годам, уменьшение его содержания за счет распада за 365 суток составляет около 3%, что позволяет

пренебречь этим эффектом при моделировании на временных интервалах менее 1 года.

Несмотря на достаточно высокие коэффициенты сорбции на взвешенном веществе и поглощения гидробионтами, эти два процесса не являются определяющими в балансе ^{137}Cs в морской среде, поскольку содержание как взвеси, так и гидробионтов в единице объема морской воды невелико. Измерения содержания ^{137}Cs на минеральной взвеси в глубоководной части моря показали, что на твердой фазе находится не более 1% от общего количества радионуклидов. Немногим большие количества ^{137}Cs поглощаются фито- и зоопланктоном, которые составляют основную массу гидробионтов [27]. Таким образом, в уравнении (1.13) слагаемым F можно пренебречь.

Граничные и начальные условия. На твердой боковой границе задается нулевой нормальный поток радионуклидов, также как и в проливе Босфор в верхних слоях, где вода вытекает из моря.

В точках, где вода втекает в море, т.е. в устьях рек и в нижних слоях Босфорского пролива, вообще говоря, необходимо задать значение концентрации радионуклидов, которые вносятся вместе с поступающей в море водой. Основываясь на проведенном выше анализе поступления радионуклидов в Черное море, выносом ^{137}Cs со стоком рек можно пренебречь, а как показали проведенные в сентябре 1986 г. исследования [371], содержание радионуклидов в мраморноморских водах на порядок ниже, чем черноморских. Таким образом, во всех этих точках значение концентрации полагалось равным нулю. Поступлением радионуклидов через Керченский пролив также пренебрегалось.

По измерениям в г. Севастополь в период прохождения радиоактивного облака среднесуточный уровень выпадений повысился на пять порядков по сравнению со средним дочернобыльским. Максимум выпадений пришелся на 1–5 мая, после чего поступления из атмосферы начали быстро снижаться. Аналогичный характер выпадений был зафиксирован и на других прибрежных пунктах наблюдения системы гидрометеослужбы. Подобный характер выпадений

позволяет считать поступление ^{137}Cs мгновенным в начальный момент времени и далее принять, что поток радионуклида на поверхность моря равен нулю.

Кроме того, по данным измерений, выполненных в первой половине 1987 г., глубина проникновения чернобыльских радионуклидов не превышала 50-60 м и, следовательно, практически на всей акватории они не достигли дна [187].

Таким образом, на поверхности и на дне моря граничное условие принимает вид:

$$\partial C / \partial z = 0$$

На основе анализа данных исследования загрязнения почвы на побережье Черного моря [7] и результатов предварительных численных экспериментов [31,32] в начальный момент времени пятно с высокой концентрацией ^{137}Cs располагалось в северо-восточной части моря, где произошли наиболее интенсивные выпадения радиоактивных продуктов из атмосферы в акваторию Черного моря. Пятно задавалось в виде области, в центральной и прибрежной зоне которой концентрация составляла 100 условных единиц (100%) и понижалась к периферии (рис.1.16). По вертикали в начальный момент времени радионуклиды были равномерно распределены в приповерхностном 5-метровом слое. Глубже этого слоя концентрация ^{137}Cs принималась равной нулю.

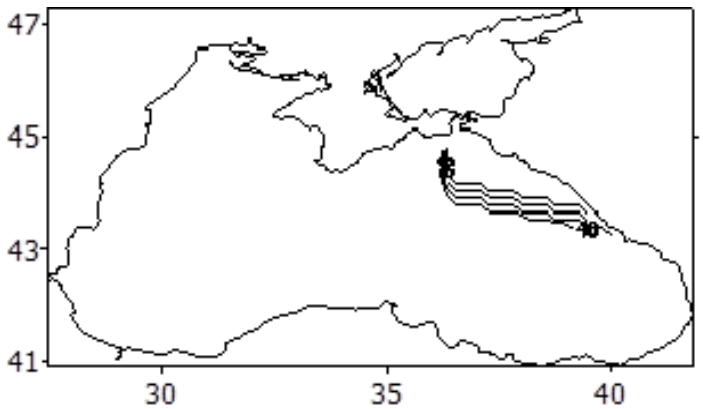


Рис.1.16 Начальное положение пятна радионуклида.

1.6.3. Результаты численных экспериментов

Численная схема, алгоритм решения задачи и параметры модели были такими же, как в подразделе 1.4. Расчет распространения пятна радионуклида проводился при полученной климатической сезонно меняющейся циркуляции от начального момента, соответствующего началу мая на срок в 1 год.

На рис. 1.17 показано расположение пятна спустя 30 суток. Возникшее в поверхностном слое пятно высокой концентрации ^{137}Cs, вследствие циклонической циркуляции, начало смещаться в западном направлении. При его смещении наблюдается “прибрежный след”, выражающийся в том, что вблизи берега имеет место существенное повышение концентрации радионуклидов. Эта особенность подтверждается данными натурных измерений [136]. Наблюдается быстрое уменьшение максимальных уровней концентрации в поверхностном слое, обусловленное проникновением радионуклидов в более глубокие слои. Протяженность пятна в меридиональном направлении у берегов Крыма и северо-восточного побережья не значительна.

Сопоставление результатов моделирования (рис.1.17) и данных первой съемки (рис.1.15а) показывает хорошее соответствие в расположении зон высокой концентрации радионуклида.

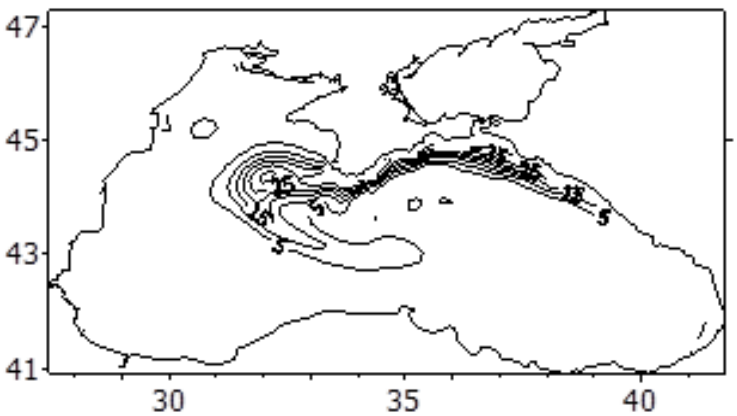


Рис.1.17. Пятно радионуклида через 30 суток после начала расчета.

Согласно расчетам по прошествии 60 суток область с максимальными значениями уровня концентрации ^{137}Cs продолжала находиться вблизи юго-западного побережья Крыма. Форма пятна трансформировалась, вытягиваясь в сторону болгарского побережья (рис. 1.18а). Вертикальное распределение характеризуется проникновением радионуклидов до горизонта 30 м, при этом максимум концентрации на этом горизонте смещен на юго-восток относительно максимума в поверхностном слое.

Можно отметить, что высокие значения концентрации ^{137}Cs вблизи юго-западного берега Крыма отмечаются еще в течение двух месяцев (рис. 1.18б,в).

Сравнивая результаты расчетов на 180 сутки с натурными измерениями, выполненными в октябре 1986 г. (рис 1.15б и рис. 1.18г), можно говорить об их качественном совпадении. Как следует из рис. 1.15б, наиболее высокие значения концентрации ^{137}Cs в этот период были зафиксированы в западной части моря в районе 44°с.ш. При этом максимальное значение концентрации радионуклида понизилось в 2 раза по сравнению с величинами, полученными в июне. Результаты моделирования позволяют констатировать, что повышение содержания радионуклидов в западной части моря, наблюдаемое осенью 1986 г., было вызвано переносом более загрязненных вод из его северо-восточной части.

Моделирование дальнейшей эволюции радиоактивного пятна показывает, что спустя 240 суток оно должно было достигнуть Прибосфорского района (рис. 1.10д). По данным наблюдений, выполненных в декабре 1986 г. (рис. 1.15в), именно в этот период в указанном районе в поверхностном слое наблюдались наиболее высокие значения концентрации ^{137}Cs. В то же время, согласно модельным расчетам, уровень загрязнения прибрежных вод Болгарии оставался повышенным.

Глубина проникновения радионуклидов за период, прошедший после их поступления в поверхностный слой, не превышала 50 м. Область радиоактивного загрязнения вытянулась вдоль берега и начала проникать в северо-западную часть

моря. По оценкам [187] к декабрю 1986 г. уровень концентрации в этом районе повысился почти в два раза.

Совпадение скоростей уменьшения содержания радиоизотопа в натурных наблюдениях и в модельных расчетах дает возможность оценить максимальный уровень плотности загрязнения поверхностных вод Черного моря в результате Чернобыльской аварии. Согласно модельным оценкам по прошествии 40 суток максимальное содержание радионуклида в верхнем 5-метровом слое составляло 40% от первоначального. По данным наблюдений, максимальные значения концентрации ^{137}Cs лежат в пределах от 720 Бк/м^3 [11] до 840 Бк/м^3 [366]. Отсюда следует, что первоначальные уровни концентрации радионуклида могли достигать значений 1800-2100 Бк/м^3. Примерно такие уровни концентрации были зафиксированы в поверхностных водах Балтийского моря непосредственно после прохождения чернобыльского радиоактивного облака [399].

Резюме. Проведен анализ распространения ^{137}Cs, попавшего в Черное море после прохождения чернобыльского радиоактивного облака.

Показано, что при расчетах на временных масштабах менее одного года снижением концентрации ^{137}Cs за счет сорбции на взвешенном веществе и поглощения гидробионтами можно пренебречь. При моделировании переноса и трансформации цезиевого пятна на указанных временных масштабах также можно не учитывать вынос ^{137}Cs со стоком рек. На основе гидродинамической модели циркуляции и модели переноса описана эволюция и перемещение пятна долгоживущих радионуклидов, образовавшегося в результате кратковременных интенсивных локальных атмосферных выпадений.

Сопоставление результатов моделирования и данных натурных измерений показало, что возникшее в поверхностном слое пятно высокой концентрации ^{137}Cs вследствие циклонической циркуляции начало смещаться в западном направлении. При его смещении наблюдалось повышение концентрации радионуклидов вдоль береговой линии, что подтверждается данными натурных измерений.

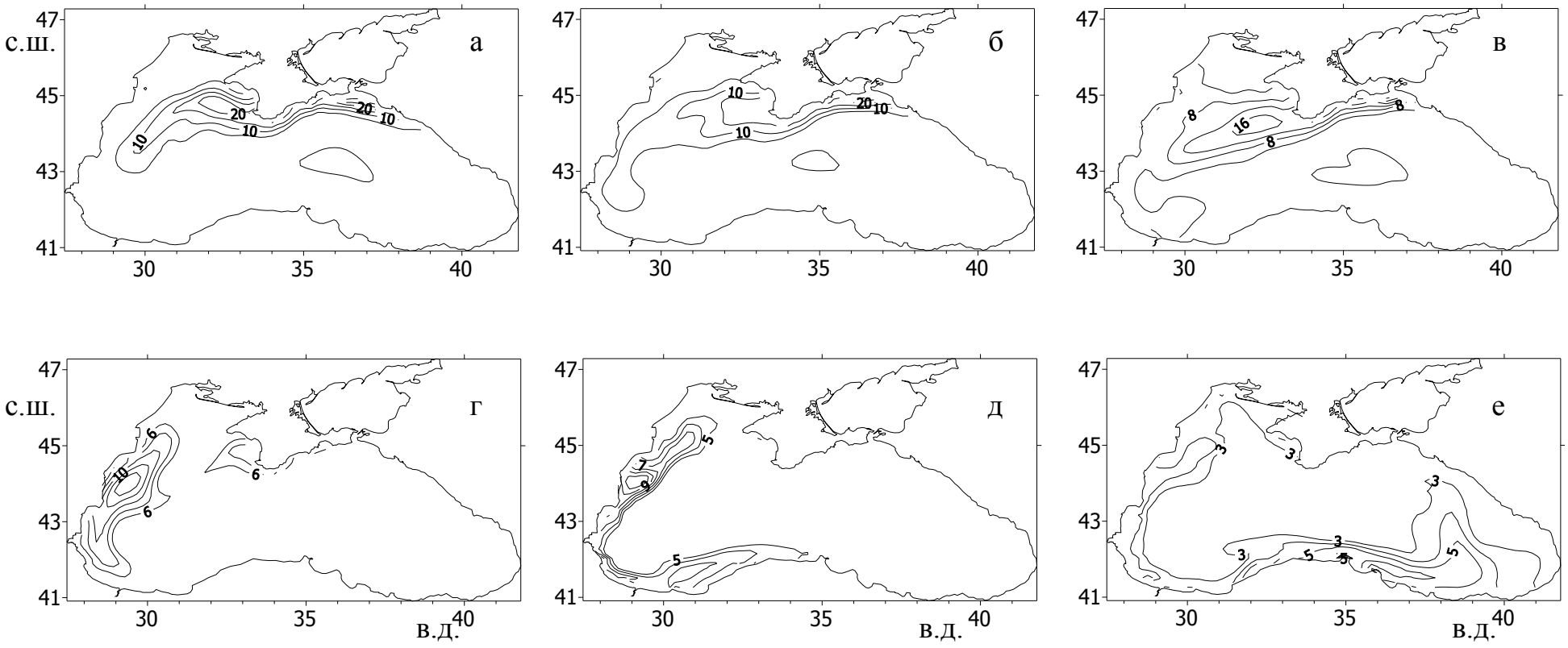


Рис.1.18. Эволюция пятна радионуклида через 60 (а), 90 (б), 120 (в), 180 (г), 240 (д) и 300 сут (е) после начала расчета.

При расчете распространения радиоактивного пятна в период с июня 1986 г. по май 1987 г. получено, что высокие значения концентрации ^{137}Cs вблизи юго-западного берега Крыма имели место в течение трех месяцев. Показано, что повышение содержания радионуклидов в западной части моря осенью 1986 г. было вызвано переносом более загрязненных вод из северо-восточной части моря.

По результатам расчетов проведены оценки максимального уровня загрязнения поверхностных вод Черного моря в результате Чернобыльской аварии. Первоначальные уровни концентрации радионуклида могли достигать значений 1800-2100 Бк/м^3.

Выводы к Разделу 1

Основные результаты данного раздела могут быть сформулированы в следующем виде.

Обоснована насущность разработки систем мониторинга, предоставляющих пользователям достоверную и актуальную информацию, связанную с экологическими вопросами и вопросами безопасности, отмечено, что одной из важнейших задач систем мониторинга морской среды является мониторинг всевозможных загрязнений морской среды, в частности, нефтяных загрязнений. Приведено краткое описание физико-географических особенностей объекта исследований - Черного моря, а также модели общей циркуляции МГИ, представляющей собой основу гидродинамического блока оперативной системы диагноза и прогноза динамики Черного моря.

Модель переноса и трансформации нефтяных углеводородов в морской среде, основанная на системе дифференциальных уравнений в частных производных для трех фракций нефтепродуктов с включением параметризаций химико-биологических процессов окисления нефтяных углеводородов, инкорпорирована в модель циркуляции МГИ. Проведены расчеты сезонного хода пространственного распределения эмульсионно - растворенной фракции нефтеуглеводородов в

аэробной зоне Черного моря с целью восстановления их фонового (в отсутствие аварийных разливов и сбросов) распределения. По результатам расчетов выявлено пространственно-временное распределение экстремальных величин концентрации нефтеуглеводородов в море, а также исследована роль отдельных фракций в сезонном ходе среднего суммарного вертикального распределения нефтеуглеводородов. Проведенное сопоставление результатов численных экспериментов с опубликованными данными показало, что используемый комплекс модели циркуляции и модели переноса нефтепродуктов качественно правильно воспроизводит вертикальное распределение нефтеуглеводородов и его сезонные изменения в водах Черного моря.

На основе аналогичного синтеза модели циркуляции и модели переноса радионуклидов в водной среде проведены расчеты распространения пятна высокого содержания цезия-137 в поверхностном слое Черного моря в первый год после аварии на ЧАЭС. Результаты расчетов показали, что повышение содержания радионуклидов в западной части моря осенью 1986 г. было вызвано переносом более загрязненных вод из северо-восточной части моря, а высокие значения концентрации ^{137}Cs вблизи юго-западного берега Крыма имели место в течение трех месяцев. Сопоставление скоростей уменьшения содержания радиоизотопа по данным натурных наблюдений и модельных расчетов позволило оценить первоначальный уровень концентрации радионуклида, который мог достигать значений 1800-2100 Бк/м^3.

Описаны основные компоненты созданной на основе балтийской системы нефтяных прогнозов SeaTrackWeb и оперативной модели циркуляции МГИ оперативной системы прогноза распространения нефтяных разливов в Черном море BlackSeaTrack Web (BSTW). Система BSTW представляет собой современный инструмент, основанный на последних достижениях оперативной океанографии и направленный на осуществление мероприятий по повышению экологической безопасности Черного моря и по спасению на водах. Отличительными особенностями системы BSTW являются:

– круглосуточная доступность через всемирную сеть Интернет;

– учет почти все физических процессов, определяющих эволюцию нефтяного пятна (эмульгирование, седиментация, испарение, погружение, вязкость, поверхностное натяжение и др.);

– обеспечение мгновенного доступа к данным последних морских прогнозов;

– предоставление возможности расчета траекторий переноса морскими течениями различных плавающих объектов;

– поддержка функции отслеживания к исходному состоянию (backtracking).

Приведены примеры использования системы BSTW в реальных условиях, которые показали, что система BSTW дает хорошие результаты при прогнозировании распространения реальных разливов нефти в акватории Черного моря. И, следовательно, система BSTW действительно может служить полезным инструментом для решения целого ряда задач по спасению на водах и экологической безопасности Черного моря.

Основные результаты исследований, представленных в данном разделе, опубликованы в работах [16,17,26,31,32,218,339,351,355,356,361].

РАЗДЕЛ 2
МОДЕЛИРОВАНИИ ДИНАМИКИ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЧЕРНОМ МОРЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ σ –КООРДИНАТ

2.1. Особенности применения σ-координат

В настоящем разделе для решения различных задач в приложении к оперативной океанографии Черного моря будет использована модель в σ-координатах, в отличие от предыдущего раздела, где использовалась модель в z-координатах.

Проводить сопоставление качества моделей, использующих различные виды вертикальных координат, довольно сложная задача, т.к. при любом сравнении моделей необходимо принимать во внимание значительное число других характеристик модели, как то: параметризация перемешивания, вид граничных условий, численная схема и других, которые сами могут оказать значительное влияние на результаты моделирования. Как отмечается в [472], сравнение различных численных моделей с целью оценки их способности воспроизводить наблюдаемое реальное состояние океана не должно быть основано на единственной реализации этих моделей с заданным набором параметров, а должно проводиться на серии экспериментов с разными наборами параметров. А поскольку такое исследование требует огромных вычислительных ресурсов, требуется, по крайней мере, использовать информацию о чувствительности моделей с максимально схожими конфигурациями. А для применения той или иной модели необходимо знать и учитывать особенности и проблемы, которые проистекают из принятой конфигурации модели, параметризаций, численной реализации и др.

Как было упомянуто выше, одной из проблем, которую приходиться решать при использовании σ-координат, является проблема расчета горизонтальных градиентов давления с приемлемой для поставленной задачи точностью, в англоязычной литературе - проблема «pressure gradient errors» (PGE) [265,281,382,385]. Горизонтальные градиенты давления выражаются через градиенты плотности, которые после преобразования системы координат в

соответствии с:

$$\tilde{x} = x, \quad \tilde{y} = y, \quad \sigma = \frac{z-\eta}{H+\eta}, \quad \tilde{t} = t \tag{2.1}$$

принимают вид:

$$\frac{\partial \rho}{\partial \tilde{x}} = \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \quad , \tag{2.2}$$

где $\eta(x,y,t)$ - отклонение свободной поверхности моря от его невозмущенного состояния $z = 0$; ось z направлена вверх; x, y - горизонтальные декартовы координаты, направленные на восток и север соответственно; $z = -H(x,y)$ – глубина моря; t – время. Отметим, что $\sigma = 0$ на поверхности моря и $\sigma = -1$ на дне $D \equiv H + \eta$; $\tilde{x}, \tilde{y}, z, \tilde{t}$ - старые декартовы координаты; x, y, σ, t - новые, преобразованные координаты; ρ - плотность. Производная по переменной y имеет аналогичный вид. Два члена в правой части соотношения (2.2) в районах с большими наклонами дна могут быть большими по величине и, часто, противоположными по знаку. Поэтому ошибки округления при вычислении в дискретном пространстве могут привести к значительным ошибкам при оценке члена в левой части соотношения (2.2). Это легко видеть, например, в горизонтально-однородном случае, когда $\rho = \rho(z)$. Тогда $\frac{\partial \rho}{\partial \tilde{x}} = 0$ и в аналитическом виде эти два члена компенсируют друг друга, однако ясно, что при конечно-разностном представлении возникнут ошибки округления, которые приведут к ненулевому значению $\frac{\partial \rho}{\partial \tilde{x}}$, и, как следствие, при расчете от состояния покоя в отсутствии внешних вынуждающих сил будет получено ошибочное, отличное от нуля, поле скорости.

Как показано Меллором с соавторами [385], в этом случае в двумерной версии модели при диагностическом расчете ошибки в градиентах давления не затухают со временем, т.к. осуществляется постоянный приток потенциальной энергии, и средняя кинетическая энергия течений не стремится к нулю. Однако, при продолжении (после достижения установившегося режима) расчета в прогностической моде, в поле плотности благодаря процессу адвекции возникают

компенсационные ошибки, которые полностью нивелируют численные ошибки в поле скорости, при этом средняя кинетическая энергия затухает. Такие ошибки в градиентах давления авторами в последующей работе [386] были классифицированы как σ-ошибки 1-го рода (SEFK - sigma errors of the first kind). В то же время в трехмерном случае были идентифицированы [202] ошибки в завихренности поля скорости, обусловленные ошибками в градиентах давления. Эти ошибки в работе [386] были названы σ-ошибками 2-го рода (SESK - sigma errors of the second kind), и там же было показано, что они меньше, чем начальные σ-ошибки 1-го рода, и, в отличие от последних, не затухают со временем, а асимптотически стремятся к постоянной величине.

К настоящему времени имеется значительное число работ, посвященных исследованию природы σ-ошибок и методам их снижения до приемлемого уровня. Так, в работах [265,328] показано, что ошибки в градиентах давления значительно уменьшаются, если перед их вычислением из поля плотности вычесть некоторое фоновое горизонтально-однородное значение $\rho_{ref}(z)$. Сглаживание топографии с целью уменьшения параметра уклона:

$$s_H = \frac{|\delta H|}{2\bar{H}}, \tag{2.3}$$

где δH- разность между глубинами в соседних ячейках, а $\bar{H}$ - их среднее значение, также приводит к уменьшению ошибок [199,385]. При этом разрабатываются различные методы сглаживания, направленные на максимальное сохранение особенностей конфигурации рассматриваемой области [380, 438].

Другие методы уменьшения ошибок в градиентах давления включают в себя использование численных схем более высокого (четвертого и шестого) порядка аппроксимации при вычислении градиентов [231,232,382], интерполяцию плотности назад в z-координаты, вычисление градиентов давления и затем обратная интерполяция градиентов в σ-координаты [337], реконструкцию поля плотности с использованием кубических сплайнов [434], введение дополнительных членов - поверхностей итеративными методами [235]. гидростатической коррекции [233], нахождение оптимального расположения σ

В дополнении к ошибкам округления при использовании σ -координатной системы имеет место так называемая проблема «гидростатической согласованности». Достаточным условием для того, чтобы конечно-разностная схема была гидростатически согласованна, является соотношение [281]:

$$r_H \equiv \left|\frac{\sigma}{\delta\sigma}\frac{\delta_x H}{H}\right| < 1 \qquad , \tag{2.4}$$

где $\delta_x H$ – изменение глубины между соседними ячейками по горизонтали в направлении x, $\delta\sigma$ - размер ячейки по вертикали. Это условие по сути означает то, что верхняя грань σ-ячейки в пределах ячейки вся должна быть выше нижней грани, и соответственно нижняя грань σ-ячейки вся должна быть ниже верхней грани. Из условия (2.4) видно, что для фиксированного, отличного от нуля, значения σ схема становится гидростатически несогласованна при стремлении $\delta\sigma \to 0$. В некоторых работах, посвященных исследованию ошибок в градиентах давления, высказывалось мнение, что невыполнение условия (2.4) может приводить к несходимости конечно-разностной схемы [281,326,392]. Однако, Меллором с соавторами [385] было показано, что ошибки дискретизации при вычислении $\tilde{x}$-компоненты градиента плотности (2.2) со вторым порядком точности пропорциональны величине:

$$\varepsilon \sim \left[(\delta\sigma)^2 - \sigma^2\left(\frac{\delta_x H}{H}\right)^2\right] \tag{2.5}$$

Ошибка в $\tilde{y}$-компоненте градиента плотности выражается аналогично. Таким образом, равенство $r_H = 1$ в (2.4) просто представляет собой геометрическое место точек минимальных ошибок. Из соотношения (2.5) следует, что ошибка в градиенте плотности стремится к нулю, когда $\delta\sigma \to 0$ и $\delta H \to 0$ (или эквивалентно $\delta x \to 0$) стремятся одновременно к нулю. Также видно, что при данных σ и $\delta H/H$ ошибка будет ограничена даже при стремлении $\delta\sigma \to 0$. Для типичных океанических условий $\delta\sigma$ относительно мало, так что ошибка, в основном, определяется локальным изменением глубины H [386].

Следует отметить, что хотя ошибки в градиентах давления при использовании σ-координат могут быть полностью устранены только когда σ-изоповерхности

следуют геопотенциальным или изопикническим поверхностям, эти две последние системы вертикальных координат имеют значительные трудности при описании процессов в верхнем и придонном слоях.

Song and Haidvogel [445], в частности, показали, что адекватное разрешение поверхностного и придонного слоев представляет собой значительное преимущество σ-координатных моделей, при этом единственным нежелательным элементом при адекватном разрешении поверхностного слоя в глубоководной части моделируемой области будет являться некоторое избыточное разрешение этого слоя в мелководных частях. В работе [434] также отмечается, что использование σ-координат остается более предпочтительным в случае необходимости более точного описания процессов в этих областях моря, поэтому проблема минимизации ошибок в градиентах давления остается на повестке дня современного моделирования циркуляции океана.

Кроме того, модели в σ-координатах позволяют использовать гораздо более низкие значения горизонтальной вязкости и диффузии [387], чем модели в z-координатах. При этом ошибки в z-координатных моделях, обусловленные вязкостью, могут в мелководных областях значительно превосходить ошибки в градиентах давления в σ-координатных моделях.

Численные эксперименты по чувствительности моделей циркуляции океана в σ- и z-координатах к изменению параметров сетки показали, что при низких значениях горизонтальной диффузии в σ-координатной модели вихри образуются при 10-километровом разрешении, в то время как в z-координатой лишь при разрешении 2.5 км [256]. И лишь при увеличении горизонтального и вертикального разрешения в z-координатой модели результаты приближаются к результатам, полученным в σ-координатной модели с гораздо более грубым разрешением.

Тщательный анализ, проведенный в работе [387] показал, что корректный выбор σ-координатной сетки модели дает возможность её применения во многих океанографических приложениях, начиная от прибрежной циркуляции до моделирования климата на масштабах всего бассейна океана .

2.2. Модель циркуляции в σ-координатах

Как указывалось выше, в предыдущих разделах для решения задач использовались модели в *z*-координатах, в последующих разделах для различных приложений оперативной океанографии будет использована модель в *σ*-координатах. За основу модели взята модель циркуляции Принстонского университета – POM (Princeton Ocean Model) [217]. Модель POM (и её версии или «клоны») на сегодняшний день является одной из самых распространенных моделей циркуляции среди океанографического сообщества.

Со времени появления в начале 90-х годов прошлого века Всемирной сети (World Web Wide) модель POM стала одной из первых моделей циркуляции, код которой был в свободном доступе в интернете. Это привело к беспрецедентному росту числа пользователей модели от первоначального десятка человек из США до более 1000 человек в 2000 году из самых разных стран. На конец 2013 года на веб-сайте модели [300] число зарегистрированных пользователей насчитывало более 4800 человек из 70 стран. В то же время, обратная связь разработчиков модели с пользователями способствовала непрерывному усовершенствованию кода модели. Последние версии модели позволяют использовать обобщенные координаты, включать модуль учета взаимодействия течений с поверхностными волнами, учитывать затопление и обмеление береговой зоны. Разработанная первоначально для прибрежных районов океана модель POM расширила затем свое применение на Средиземное море и впоследствии на Атлантический океан для климатических исследований [292]. Кроме того, в настоящее время функционируют оперативные системы морских прогнозов, в основе которых лежит модель POM, для различных областей Мирового океана: для Мексиканского залива, акватории Гольфстрима, залива Мэн и др.

Отметим, что среди этих моделей насчитывается большое число версий модели POM (в англоязычной литературе *POM-based models*), т.е. моделей, использующих основные положения и алгоритмы реализации модели.

Основными отличительными особенностями модели POM являются:

– использование полной, так называемой «примитивной», системы уравнений гидродинамики океана со свободной поверхностью;

– использование σ-координаты по вертикали;

– применение сетки C по терминологии Аракавы [197] при конечно-разностной аппроксимации уравнений модели по горизонтали;

– использование алгоритма разделения по модам [372], так что решение ищется отдельно для бароклинной и баротропной мод;

– параметризация вертикального турбулентного перемешивания с помощью встроенной модели турбулентности Меллора-Ямады [391].

Открытый, достаточно хорошо структурированный, код модели дает возможность пользователю разрабатывать версии модели POM, в которых используются аппроксимации тех или иных членов уравнений, численные схемы, параметризации и пр., отличные от оригинальных. Это позволяет (наряду с возможностью добавления дополнительных модулей/подмоделей для описания тех или иных физических процессов), сохранив основные преимущества модели, существенно расширить круг решаемых с её помощью задач.

Пионерскими работами по приложению модели POM к Черному морю являются работы [407,408]. В этих работах исследовался относительный вклад вынуждающих сил - ветрового воздействия, потоков плавучести и речного стока - на формирование среднегодовой и сезонной циркуляции.

Версия POM с встроенной оригинальной волновой моделью и усовершенствованной численной схемой вычисления адвективных членов [181,182] применялась для моделирования полей течений и волнения в прибрежных районах Черного моря.

Целый ряд задач по исследованию динамики вод и процессов переноса в Черном море был решен при помощи модели THREETOX, в основе которой также лежит модель POM [221,374,376].

В настоящей работе для решения поставленных задач используется модель, основанная на австралийском варианте версии POM2K модели POM [318].

2.2.1. Уравнения модели

Модель основана на полной системе уравнений термогидродинамики океана со свободной поверхностью, включающей уравнения сохранения количества движения и массы для неоднородной вязкой несжимаемой турбулентной жидкости в приближении Буссинеска и гидростатики, уравнение состояния и уравнений для температуры и солености.

Уравнения модели. Рассмотрим прямоугольную декартову систему координат, неподвижно связанную с вращающейся Землей, с осями x, y, z, направленными соответственно на восток, север и вертикально вверх. Обозначим отклонение уровня моря от невозмущенной поверхности через $z = \eta(x,y,t)$, дно моря $z = -H(x,y)$.

Исходная система уравнений:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla U + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}(K_M \frac{\partial U}{\partial z}) + \widetilde{F}_x, \tag{2.6}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla V + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}(K_M \frac{\partial V}{\partial z}) + \widetilde{F}_y, \tag{2.7}$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z}, \tag{2.8}$$

$$\nabla \cdot \vec{U} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0, \tag{2.9}$$

где t - время; $\vec{U}$ - вектор горизонтальной скорости с компонентами (U,V); W - вертикальная скорость; ρ - плотность морской воды; ρ_0 - средняя плотность морской воды; g - ускорение свободного падения; P - давление; - параметр Кориолиса; - коэффициент вертикальной турбулентной вязкости; ∇ - оператор горизонтального градиента.

Давление на глубине z может быть получено интегрированием уравнения (2.8) по вертикали:

$$P(x,y,z,t) = P_{atm} + g\rho_0 \eta(x,y,t) + g\int_0^z \rho(x,y,z')dz' \tag{2.10}$$

Далее полагаем значение P_{atm} постоянным.

Уравнения переноса-диффузии тепла и соли:

$$\frac{\partial T}{\partial t}+\vec{U}\cdot\nabla T+W\frac{\partial T}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial z}(K_H\frac{\partial T}{\partial z})+\widetilde{F}_T-\frac{\partial I}{\partial z}, \tag{2.11}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t}+\vec{U}\cdot\nabla S+W\frac{\partial S}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial z}(K_H\frac{\partial S}{\partial z})+\widetilde{F}_S, \tag{2.12}$$

где T - потенциальная температура, S - соленость, I - поток коротковолновой солнечной радиации, нормированной на плотность и на удельную теплоемкость воды.

Уравнение состояния

$$\rho=\rho(T,S,p) \tag{2.13}$$

описывается формулой ЮНЕСКО в форме, предложенной Меллором [388]. Движения, обусловленные мелкомасштабными процессами, не разрешаемыми на сетке модели (процессами подсеточного масштаба), параметризуются в виде горизонтального перемешивания, описываемого с помощью операторов турбулентной вязкости $\widetilde{F}_x$, $\widetilde{F}_y$ и диффузии $\widetilde{F}_T$, $\widetilde{F}_S$, и ниже мы будем использовать термин *боковой* диффузии или вязкости для обозначения процессов, протекающих вдоль некоторых поверхностей, отличных от вертикальных. Если не оговорено особо, то этот термин будет относиться к поверхностям, задаваемым постоянным значением вертикальной σ-координаты, которые следуют топографии дна океана и, следовательно, могут отличаться от горизонтальных поверхностей.

По аналогии с молекулярной диффузией запишем:

$$\widetilde{F}_x\equiv\frac{\partial\tau_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{xy}}{\partial y}, \qquad \widetilde{F}_y\equiv\frac{\partial\tau_{yx}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{yy}}{\partial y} \tag{2.14}$$

$$\tau_{xx}=2A_M\frac{\partial U}{\partial x}, \qquad \tau_{xy}=\tau_{yx}=A_M\left(\frac{\partial U}{\partial y}+\frac{\partial V}{\partial x}\right), \qquad \tau_{yy}=2A_M\frac{\partial V}{\partial y} \tag{2.15}$$

$$\widetilde{F}_T = \frac{\partial}{\partial x}\left(A_H \frac{\partial T}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(A_H \frac{\partial T}{\partial y}\right) \tag{2.16}$$

$$\widetilde{F}_S = \frac{\partial}{\partial x}\left(A_H \frac{\partial S}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(A_H \frac{\partial S}{\partial y}\right) \tag{2.17}$$

В рассматриваемой постановке возможен различный выбор задания коэффициентов боковой турбулентной вязкости A_M и диффузии A_H: либо они полагаются постоянными, либо определяются в процессе решения гидродинамических уравнений. В последнем случае используется формула Смагоринского [439]:

$$A_M = C_M \Delta S \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)^2 + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y}\right)^2\right]^{1/2} \tag{2.18}$$

$$A_H = C_H \Delta S \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)^2 + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y}\right)^2\right]^{1/2}, \tag{2.19}$$

где C_M, C_H – эмпирические константы; ΔS – площадь ячейки разностной сетки.

Для определения коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости K_M и диффузии K_H в модель циркуляции включена модель турбулентности Меллора – Ямады, основанная на гипотезах турбулентности Ротта-Колмогорова и обобщенная ими на случай стратифицированного потока [391]. Уравнения модели для кинетической энергии турбулентных пульсаций скорости $q^2/2$ и макромасштаба турбулентности l:

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla q^2 + W \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K_q \frac{\partial q^2}{\partial z}\right] + 2(K_M P - K_H N^2 - \varepsilon) + \widetilde{F}_q, \tag{2.20}$$

$$\frac{\partial q^2 l}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla q^2 l + W \frac{\partial q^2 l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z}\right] = l E_1 \left(\mathrm{K_M P} - \mathrm{K_H N^2} - \mathrm{E_3} \varepsilon \widetilde{w}\right) + \widetilde{F}_l \tag{2.21}$$

где $P=\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2$ отвечает за продукцию энергии турбулентности за счет вертикального сдвига средней скорости, $N^2=-\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial\overline{\rho}}{\partial z}$ - частота Вяйсяля–Брента , и член в правой части (2.20), содержащий N^2, имеет смысл скорости продукции или деструкции турбулентной энергии, обусловленной изменениями плавучести; $\varepsilon=\frac{q^3}{B_1 l}$ - скорость диссипации энергии турбулентности. В уравнении (2.21) $\widetilde{w}=1+E_2\left(\frac{l}{\kappa L_W}\right)^2$ – «пристеночная» функция, $k=0.4$ – постоянная Кармана, $L_w^{-1}=(\eta-z)^{-1}+(H+z)^{-1}$. Близ поверхности моря функция $\widetilde{w}\approx 1+E_2$, а вдали от поверхности, когда $l<<L_w$, $\widetilde{w}\approx 1$ [217]. Члены $\widetilde{F}_q$ *и* $\widetilde{F}_l$ в (2.20) и (2.21) описывают боковое перемешивание и параметризуются аналогично соответствующим членам в уравнениях для температуры и солености (2.16), (2.17). B_1, E_i, i=1,3 - заданные константы.

Согласно модели Меллора-Ямады [391] коэффициенты K_M, K_H и K_q определяются следующим образом:

$$K_M=S_M ql\,,\qquad K_H=S_H ql\,,\qquad K_q=S_q ql \tag{2.22}$$

где S_M , S_H и S_q – функции устойчивости. В оригинальной версии модели Меллора-Ямады функции устойчивости зависят от параметров G_M и G_H:

$$S_M=S_M(G_M,G_H)\,,\quad S_H=S_H(G_M,G_H)\,,\quad S_q=0.41S_H \tag{2.23}$$

где G_M и G_H - безразмерные функции q, l, вертикального сдвига течений и вертикального градиента плавучести:

$$G_M=\frac{l^2}{q^2}P^{1/2} \tag{2.24}$$

$$G_H=-\left(\frac{l}{q}N\right)^2 \tag{2.25}$$

Как отмечено в [384], параметр G_M на сдвинутых сетках может осциллировать от k-1 до k+1 (k - номер узла сетки по вертикали), что, вообще говоря, убирается применением какого-либо фильтра, например, $0.25G_M(k-1)+0.5G_M(k)+0.25G_M(k+1)$

до вычислений по формулам (3.24). В то же время в [264] было показано, что выражения для S_M и S_H в (3.24) могут быть упрощены, оставив в них зависимость лишь от числа Ричардсона G_H. Тогда S_M и S_H находятся из алгебраических соотношений:

$$S_M = \frac{B_1^{-1/3} - 3A_1A_2G_H\left[(B_2 - 3A_2)\left(1 - \frac{6A_1}{B_1}\right) - 3C_1(B_2 + 6A_1)\right]}{\left[1 - 3A_2G_H(6A_1 + B_2)\right](1 - 9A_1A_2G_H)} \tag{2.26}$$

$$S_H = \frac{A_2\left(1 - \frac{6A_1}{B_2}\right)}{1 - 3A_2G_H(6A_1 + B_2)} \tag{2.27}$$

Эмпирические константы имеют следующие значения:

$A_1 = 0.92$; $A_2 = 0.74$; $B_1 = 16.6$; $B_2 = 10.1$; $C_1 = 0.08$; $E_1 = 1.8$; $E_2 = 1.33$; $E_3 = 1/E_1$

Граничные условия. Граничные условия на поверхности $z = \eta(x, y, t)$:

$$\rho_0 K_M \frac{\partial U}{\partial z} = \tau_{0x} \; ; \quad \rho_0 K_M \frac{\partial V}{\partial z} = \tau_{0y} \tag{2.28}$$

$$\rho_0 K_H \frac{\partial T}{\partial z} = Q_T \; ; \quad \rho_0 K_H \frac{\partial S}{\partial z} = Q_S = S_0(E - P) \tag{2.29}$$

$$W = U\frac{\partial \eta}{\partial x} + V\frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{(E - P)}{\rho_0} \tag{2.30}$$

где τ_{0x}, τ_{0y} - составляющие вектора касательного напряжения ветра; Q–поток тепла; $(E - P)$ – испарение минус осадки; S_0– поверхностная соленость. Для уравнений (2.20), (2.21) граничные условия выпишем согласно [239,448] в форме, предложенной в [390], в которой учитывается влияние обрушения волн на вертикальное перемешивание:

$$q^2 = (15.8\alpha_{CB})^{2/3} u_\tau^2 \tag{2.31}$$

$$l = k \cdot s_t \frac{u_\tau^2}{g} \quad , \tag{2.32}$$

где $u_\tau = (\tau_{0x}^2 + \tau_{0y}^2)^{1/2}$ - скорость трения; $k = 0.4$ – постоянная Кармана; $g = 9.806$ *м/сек*^{2} – ускорение свободного падения; $\alpha_{CB} = 100$; $s_t = 2 \cdot 10^5$.

На твердых боковых границах задаются условия непротекания – равенство нулю нормальной компоненты скорости течений, свободного скольжения для касательной компоненты и равенство нулю адвективных и диффузионных потоков тепла и соли.

Граничные условия на дне $z = H(x, y)$:

$$\rho_0 K_M \frac{\partial U}{\partial z} = \tau_{bx} \; ; \quad \rho_0 K_M \frac{\partial V}{\partial z} = \tau_{by} \tag{2.33}$$

$$\rho_0 K_H \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \; ; \quad \rho_0 K_H \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \tag{2.34}$$

$$W = -U_b \frac{\partial H}{\partial x} - V_b \frac{\partial H}{\partial y} \tag{2.35}$$

$$q^2 = B_1^{2/3} u_{\tau b}^2 \tag{2.36}$$

$$l = 0 \tag{2.37}$$

где τ_{bx}, τ_{by}- компоненты напряжений: $\tau_{bx} = \rho_0 C_D |V_b| u_b$; $\tau_{by} = \rho_0 C_D |V_b| v_b$; коэффициент трения $C_D = MAX\{k^2[\ln(H + z_b)/z_0]^{-2}, 0{,}0025\}$ зависит от разрешения придонного пограничного слоя. Здесь z_b – глубина залегания ближайшего ко дну узла расчетной сетки; $\vec{V}_b$ – вектор скорости течений в этом узле; u_b, v_b – его компоненты; параметр z_0 зависит от локальной шероховатости морского дна и, следуя [470], принят здесь равным 1 см.

Переход в систему б - координат. Преобразуем декартову систему координат в *б* - координатную систему согласно формулам (2.1). Следующие соотношения связывают производные в старой, декартовой, системе координат с производными в новой, *б* – системе координат:

$$\frac{\partial G}{\partial x} = \frac{\partial G}{\partial \tilde{x}} - \frac{\partial G}{\partial \sigma}\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial \tilde{x}} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial \tilde{x}}\right); \quad \frac{\partial G}{\partial y} = \frac{\partial G}{\partial \tilde{y}} - \frac{\partial G}{\partial \sigma}\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial \tilde{y}} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial \tilde{y}}\right) \tag{2.38}$$

$$\frac{\partial G}{\partial t}=\frac{\partial G}{\partial \tilde{t}}-\frac{\partial G}{\partial \sigma}\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial \tilde{t}}+\frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial \tilde{t}}\right) \tag{2.39}$$

$$\frac{\partial G}{\partial z}=\frac{1}{D}\frac{\partial G}{\partial \sigma} \tag{2.40}$$

где G представляет собой произвольную функцию. Имеем σ = 0 на поверхности моря $z=\eta(x,y,t)$ и σ = -1 на дне $z=H(x,y)$. Представим вертикальную компоненту скорости в виде

$$W=\omega+U\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial x}+\frac{\partial \eta}{\partial x}\right)+V\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial y}+\frac{\partial \eta}{\partial y}\right)+(\sigma+1)\frac{\partial \eta}{\partial t} \tag{2.41}$$

где функция ω, имеющая смысл нормальной компоненты скорости к поверхностям $\sigma=\text{const}$, с учетом выражений (2.30), (2.35) удовлетворяет граничным условиям по вертикали:

$$\omega=\frac{(E-P)}{\rho_0} \text{ при } \sigma=0 \text{ и } \omega=0 \text{ при } \sigma=-1. \tag{2.42}$$

Среднее значение по глубине любой функции G будет выражаться формулой:

$$\overline{G}=\frac{1}{D}\int_{-H}^{\eta}Gdz=\int_{-1}^{0}Gd\sigma \tag{2.43}$$

Уравнения (2.6)-(2.12), (2.20),(2.21) с учетом (2.10),(2.38),(2.39) в новой системе координат принимают вид (опуская знак тильды):

$$\frac{\partial DU}{\partial x}+\frac{\partial DV}{\partial y}+\frac{\partial \omega}{\partial \sigma}+\frac{\partial \eta}{\partial t}=0, \tag{2.44}$$

$$\begin{aligned}&\frac{\partial DU}{\partial t}+\frac{\partial U^2D}{\partial x}+\frac{\partial UVD}{\partial y}+\frac{\partial U\omega}{\partial \sigma}-fVD+\\&+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}+\frac{gD^2}{\rho_0}\int_{\sigma}^{0}\left[\frac{\partial \rho'}{\partial x}-\frac{\sigma'}{D}\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'}\right]d\sigma'=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_M}{D}\frac{\partial U}{\partial \sigma}\right]+F_x,\end{aligned} \tag{2.45}$$

$$\frac{\partial DV}{\partial t}+\frac{\partial V^2 D}{\partial y}+\frac{\partial UVD}{\partial x}+\frac{\partial V\omega}{\partial \sigma}+fUD+$$
$$+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}+\frac{gD^2}{\rho_0}\int_\sigma^0\left[\frac{\partial \rho'}{\partial y}-\frac{\sigma'}{D}\frac{\partial D}{\partial y}\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'}\right]d\sigma'=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_M}{D}\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right]+F_y, \tag{2.46}$$

$$\frac{\partial TD}{\partial t}+\frac{\partial TUD}{\partial x}+\frac{\partial TVD}{\partial y}+\frac{\partial T\omega}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_H}{D}\frac{\partial T}{\partial \sigma}\right]+F_T-\frac{1}{D}\frac{\partial I}{\partial \sigma} \tag{2.47}$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t}+\frac{\partial SUD}{\partial x}+\frac{\partial SVD}{\partial y}+\frac{\partial S\omega}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_H}{D}\frac{\partial S}{\partial \sigma}\right]+F_S. \tag{2.48}$$

$$\frac{\partial q^2 D}{\partial t}+\frac{\partial Uq^2 D}{\partial x}+\frac{\partial Vq^2 D}{\partial y}+\frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma}=$$
$$=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_q}{D}\frac{\partial q^2}{\partial \sigma}\right]+\frac{2K_M}{D}\left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}\right)^2+\left(\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right)^2\right]+\frac{2g}{\rho_0}K_H\frac{\partial \overline{\rho}}{\partial \sigma}-2D\varepsilon+F_q, \tag{2.49}$$

$$\frac{\partial q^2 lD}{\partial t}+\frac{\partial Uq^2 lD}{\partial x}+\frac{\partial Vq^2 lD}{\partial y}+\frac{\partial \omega q^2 l}{\partial \sigma}=$$
$$=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_q}{D}\frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma}\right]+E_1 l\left(\frac{K_M}{D}\left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}\right)^2+\left(\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right)^2\right]+E_3\frac{g}{\rho_0}K_H\frac{\partial \overline{\rho}}{\partial \sigma}\right)-2Dl\varepsilon\tilde{w}+F_l, \tag{2.50}$$

Члены, описывающие горизонтальные турбулентные вязкость и диффузию имеют вид:

$$F_x\equiv\frac{\partial}{\partial x}\left(D\tau_{xx}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(D\tau_{xy}\right),\ F_y\equiv\frac{\partial}{\partial x}\left(D\tau_{yx}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(D\tau_{yy}\right),\ F_\phi\equiv\frac{\partial}{\partial x}\left(DA_H\frac{\partial \phi}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(DA_H\frac{\partial \phi}{\partial y}\right), \tag{2.51}$$

где функция ϕ представляет T, S, q^2 или $q^2 l$. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии полагаются постоянными. Следует отметить, что соотношения (2.51) не являются точными преобразованиями формул (2.14)-(2.17) при переходе к σ – системе координат. В работе [389] показано, что соотношения (2.51) более физически обоснованны и позволяют более точно описать придонный пограничный слой в районах наклонного дна.

С учетом (2.40) легко преобразуются в новой системе координат граничные условия по вертикали (2.28)-(2.36).

*Разделение на моды***.** Модель циркуляции со свободной поверхностью способна корректно описывать баротропные волны. Однако, при этом из-за больших фазовых скоростей этих волн необходимо использовать достаточно малые шаги интегрирования по времени, чтобы удовлетворить условию Куранта-Фридрихса-Леви (КФЛ) [114]. Для смягчения этого ограничения в целях повышения эффективности численных алгоритмов используется технология разделения на моды [217,372]. Эта технология позволяет значительно экономить вычислительное время, решая уравнения для интегрального переноса и уровня свободной поверхности - так называемую внешнюю моду, отдельно от внутренней моды, содержащей трехмерную структуру полей скорости, температуры и солености.

Система уравнений, описывающая внешнюю (баротропную) моду, получается интегрированием по вертикальной координате уравнений движения и состоит из трех уравнений: для уровня и осредненных по глубине горизонтальных компонент скорости $\overline{U} = \int_{-1}^{0} U d\sigma$ и $\overline{V} = \int_{-1}^{0} V d\sigma$.

Интегрируя уравнения (3.40) от $\sigma = -1$ до $\sigma = 0$ с учетом (3.38), получим:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial D\overline{U}}{\partial x} + \frac{\partial D\overline{V}}{\partial y} = 0 \tag{2.52}$$

Интегрируя (2.45) и (2.46):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{U} D}{\partial t} + \frac{\partial \overline{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{U}\overline{V} D}{\partial y} - F_x^c - f\overline{V}D + gD\frac{\partial \eta}{\partial x} = G_x + \tau_{0x} - \tau_{bx} - \\ - \frac{gD}{\rho_0}\int_{-1}^{0}\int_{\sigma}^{0}\left[D\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\partial D}{\partial x}\sigma'\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'}\right]d\sigma' d\sigma \end{aligned} \tag{2.53}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{V} D}{\partial t} + \frac{\partial \overline{U}\overline{V} D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V}^2 D}{\partial y} - F_y^c + f\overline{U}D + gD\frac{\partial \eta}{\partial y} = G_y + \tau_{0y} - \tau_{by} - \\ - \frac{gD}{\rho_0}\int_{-1}^{0}\int_{\sigma}^{0}\left[D\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\partial D}{\partial y}\sigma'\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'}\right]d\sigma' d\sigma \end{aligned} \tag{2.54}$$

где

$$\overline{F_x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D2\overline{A}_M \frac{\partial \overline{U}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left[D\overline{A}_M \left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{V}}{\partial x} \right) \right], \tag{2.56}$$

$$\overline{F_y} = \frac{\partial}{\partial y}\left(D2\overline{A}_M \frac{\partial \overline{V}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x}\left[D\overline{A}_M \left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{V}}{\partial x} \right) \right] \tag{2.57}$$

Так называемые дисперсионные [217] члены:

$$G_x = \frac{\partial \overline{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{UV} D}{\partial y} - \overline{F_x} - \frac{\partial \overline{U^2} D}{\partial x} - \frac{\partial \overline{UV} D}{\partial y} + \overline{F_x}, \tag{2.58}$$

$$G_y = \frac{\partial \overline{UV} D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V}^2 D}{\partial y} - \overline{F_y} - \frac{\partial \overline{UV} D}{\partial x} - \frac{\partial \overline{V^2} D}{\partial y} + \overline{F_y} \tag{2.59}$$

Отметим, что если коэффициент A_M - постоянный, то $\overline{F_x} = \overline{F_x}$ и $\overline{F_y} = \overline{F_y}$.

Схема интегрирования по времени. Технология разделения на моды предполагает следующий алгоритм. Сначала уравнения (2.52)-(2.54) решаются относительно $\overline{U}, \overline{V}, \eta$ по явной схеме «чехарда» с достаточно малым шагом по времени, чтобы удовлетворить критерию КФЛ для быстрых баротропных длинных волн. При этом правые части в уравнениях (2.53), (2.54) остаются постоянными. После выполнения нескольких шагов по времени решается система уравнений для внутренней моды (2.44)-(2.50) с гораздо бо̀льшим шагом по времени, при этом используется полунеявная схема, которую можно проиллюстрировать следующим образом [217] . Рассмотрим уравнение:

$$\frac{\partial DG}{\partial t} + Adv(G) - Dif(G) = \frac{1}{D}\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(K_G \frac{\partial G}{\partial \sigma} \right), \tag{2.59}$$

где G представляет собой любую прогностическую функцию из системы (2.45)-(2.50), *Adv(G)* и *Dif(G)* представляют адвективные и горизонтально-диффузионные члены соответственно. Сначала рассчитываются по явной схеме члены, описывающие адвекцию и горизонтальную диффузию из уравнения:

$$\frac{D^{n+1}\widetilde{G} - D^{n-1}G^{n-1}}{2\Delta t} = -Adv(G^n) + Dif(G^{n-1}), \tag{2.60}$$

а затем методом прогонки вычисляются слагаемые, описывающие вертикальную диффузию из уравнения

$$\frac{D^{n+1}G^{n+1} - D^{n+1}\widetilde{G}}{2\Delta t} = \frac{1}{D^{n+1}}\frac{\partial}{\partial\sigma}\left(K_G\frac{\partial G^{n+1}}{\partial\sigma}\right) \tag{2.61}$$

После того, как определилась вертикальная структура, вычисляются новые члены в правых частях уравнений (2.53), (2.54). И затем с этими новыми членами снова решается система уравнений для внешней моды.

Чтобы избежать расщепления решения на четных и нечетных шагах по времени, которое может иметь место при использовании схемы «чехарда», используется фильтр Асселина [198], т. е. решение сглаживается на каждом шаге по времени:

$$G_S = G^n + \frac{\alpha}{2}\left(G^{n+1} - 2G^n + G^{n-1}\right), \tag{2.62}$$

где G_S – сглаженное решение; параметр $\alpha = 0{,}05$.

Дискретизация по пространству. После преобразования системы координат расчетная область в *б*-координатах представляет собой цилиндр единичной высоты. При конечно-разностной аппроксимации исходных уравнений модели по пространству применяется сетка С. В модели эти аппроксимации делаются на регулярной сетке по долготе и широте и неравномерной - по вертикали. На рис. 2.1 приведена схема расположения узлов сетки и переменных модели в этих узлах. Дискретизация частных производных подробно описана в оригинальной работе [217]. Отметим, что применяемая конечно-разностная схема обладает вторым порядком точности по времени и по пространству и сохраняет массу, температуру, соленость, энергию и импульс.

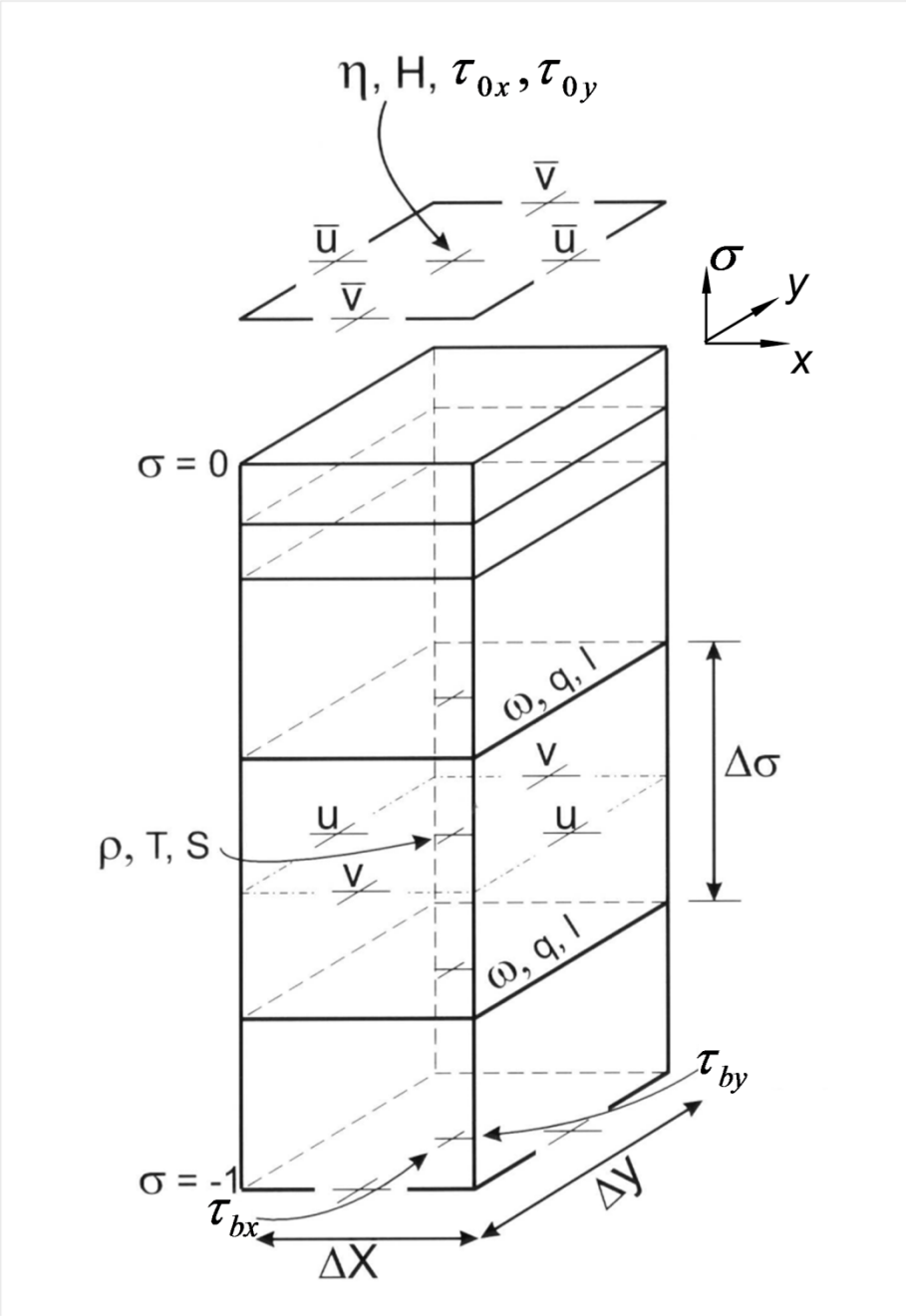


Рис. 2.1 Расположение переменных на конечно-разностной сетке [217].

Условия устойчивости. Шаг по времени для обеспечения вычислительной устойчивости при решении системы уравнений для внешней моды должен удовлетворять условию Куранта-Фридрихса-Леви:

$$\Delta t \le \frac{1}{C_f}\left|\frac{1}{\Delta x^2}+\frac{1}{\Delta y^2}\right|^{-1/2}, \tag{2.63}$$

где $C_f = 2\sqrt{gH} + \overline{U}_{\max}$; $\overline{U}_{\max}$ - оценка максимального значения баротропной скорости. Для внутренней моды условие устойчивости аналогичное, однако, в этом случае $C_f = 2C_i + U_{\max}$, где C_i - максимальная скорость внутренних гравитационных волн, величина которой в общем случае составляет около 2 м/сек; $U_{\max}$ - максимальное значение скорости адвекции. Дополнительные ограничения на шаг по времени налагаются горизонтальной диффузией или горизонтальной вязкостью [217]:

$$\Delta t \le \frac{1}{A}\left|\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2}\right|^{-1}, \tag{2.64}$$

где $A = A_H$ или $A = A_M$ соответственно.

Расчетная область и параметры модели. Расчетная область при моделировании циркуляции во всем Черном море простиралась по долготе от 27,8°E до 41,8°E и по широте от 40,875°N до 46,312°N. Шаги сетки по горизонтали равны 0,1° вдоль параллели и 0,0625° вдоль меридиана, число узлов 141 x 88. По вертикали использовалось 26 σ – уровней: 0,000; -0,003; -0,006; -0,009; -0,012; -0,015; -0,020; -0,025; -0,030; -0,035; -0,040; -0,045; -0,050; -0,055; -0,060; -0,067; -0,075; -0,090; -0,140; -0,200; -0,330; -0,500; -0,670; -0,830; -0,910; -1,000; сгущающихся у поверхности и у дна моря.

Для задания рельефа дна использовались цифровой массив МГИ5, основанный на данных измерений, полученных во время выполнения промерных галсов и подробных эхометрических съемок [1,2]. Как показано в [2], этот массив более правильно отражает структуру рельефа дна Черного моря по сравнению с известными массивами рельефа Земли ETOPO5, ETOPO2 и GEBCO 2008. Массив для проведения расчетов был сглажен 5-ти точечным фильтром так, что величина параметра уклона равнялась $s_H \approx 0.04$, а «параметра гидростатической согласованности» - $r_H \approx 0.44$ (формулы 3.4 и 3.5). Эти значения находятся в промежутке между значениями в случае умеренного уклона дна [252,330,434] и значениями в случае очень крутого дна [202,252,386]. На рис. 2.2 приведена топография дна моря, использованная в модели.

Коэффициенты турбулентного обмена импульсом, теплом и солью по горизонтали полагались постоянными и равными: A_M = 300 м^2/с, и A_H = 60 м^2/с соответственно. Шаги по времени равнялись: для баротропной моды – 10 сек, для бароклинной моды – 5 мин.

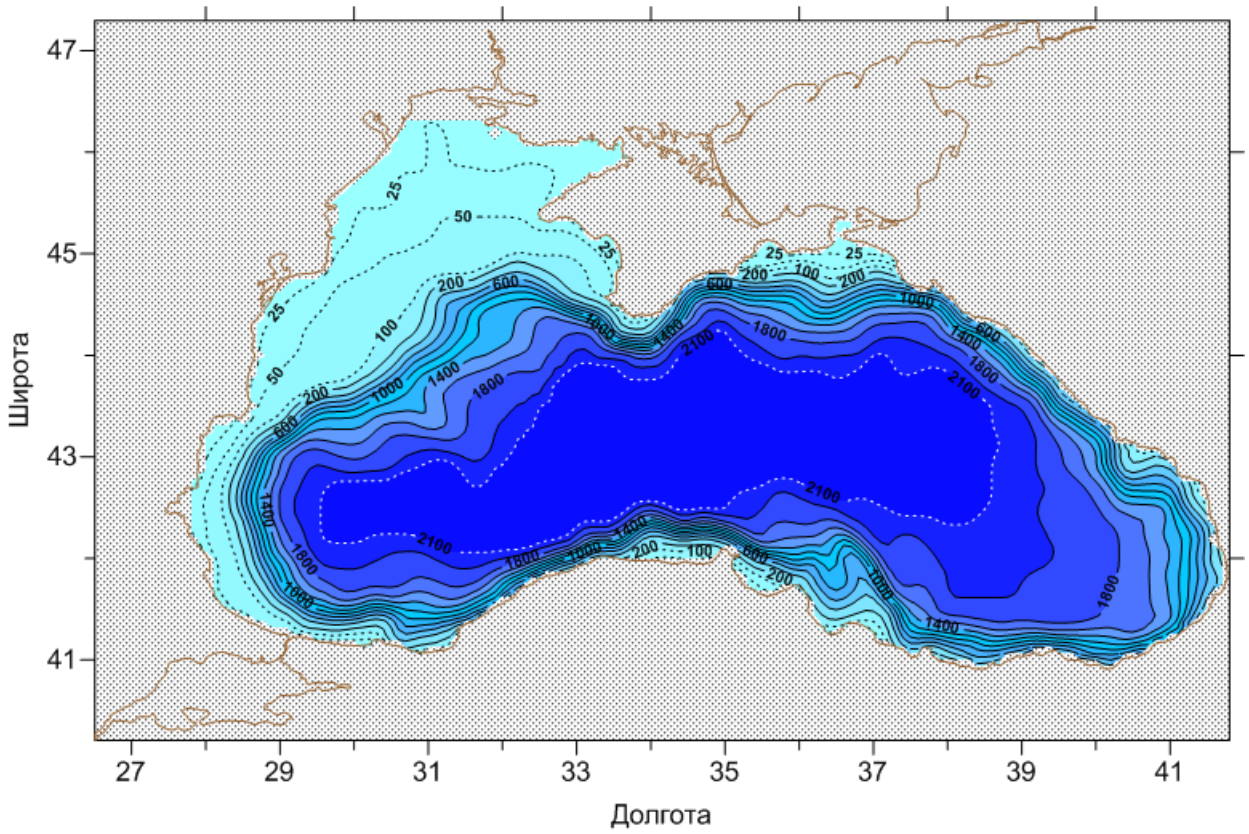


Рис. 2.2 Конфигурация и топография дна (м) Черного моря.

Для оценки возможных ошибок, обусловленных топографическими эффектами при расчете градиентов давления, были проведены численные эксперименты с заданной геометрией и численной конфигурацией модели при горизонтально однородном и линейно изменяющимся по вертикали распределением плотности морской воды и в отсутствии внешних сил. Результаты расчета показали, что максимальное значение скорости потока, вызванной ошибками в градиентах давления, не превышает 2% от характерных максимумов скорости течений, полученных в экспериментах с заданным внешним воздействием. Кроме того, во всех решаемых задачах из поля плотности вычиталось некоторое фоновое горизонтально-однородное значение $\rho_{ref}(z)$ перед вычислением градиентов давления,

что, как указывалось в подразделе 2.1, значительно уменьшает ошибки при их расчете.

Сток рек и водообмен через проливы. В модели учитывается сток рек в бассейн моря, а также обмен водами с Азовским морем через Керченский пролив и с Мраморным морем через пролив Босфор, где вода вытекает из Черного моря в верхнем слое (верхнебосфорское течение) и втекает в нижнем (нижнебосфорское течение). Обусловленные этими процессами изменения температуры, солености и уровня моря рассчитываются в соответствии с алгоритмом, предложенном в [206] для использования в модели ECOM3D. Согласно этому алгоритму в столбе жидкости, ограниченном сверху ячейкой, в которую впадают реки, на каждом временном шаге рассчитываются изменения уровня моря, температуры и солености воды, вызванные поступившей туда речной водой. Причем предполагается, что поступившая вода мгновенно перемешивается от поверхности до заданной глубины, в нашем случае в верхних 10 боксах. Аналогично рассчитываются изменения указанных характеристик в Керченском проливе и в проливе Босфор при рассмотрении нижнебосфорского течения, с тем отличием, что поступающая вода перемешивается не от поверхности, а от заданной глубины до дна (в двух нижних боксах). Влияние же верхнебосфорского течения сказывается лишь на изменении уровня моря в соответствующих ячейках, а температура и соленость воды при этом не меняются. Далее, в рассматриваемых численных экспериментах задавались среднемесячные климатические значения температуры и солености втекающей в море воды, а также расходов основных рек, впадающих в Черное море, и верхнебосфорского течения. Данные о среднемесячных климатических значениях температуры и расходов основных рек, впадающих в Черное море, через Керченский пролив и верхнебосфорского течения взяты из [23] и приведены в таблице 2.1. Положительные значения указывают на то, что вода поступает в Черное море, а отрицательные – вытекает из него. В Керченском проливе соленость равнялась 12‰; в нижнебосфорском потоке соленость принималась равной 35‰ и температура – 16С˚, что соответствует характеристикам вод Мраморного моря.

Значения расходов воды через нижнебосфорское течение являются наиболее трудно определяемыми, и их величины, приводимые в соответствующих, достаточно многочисленных, литературных источниках значительно отличаются друг от друга. Поэтому в рассматриваемой задаче величина расхода через нижнебосфорское течение оценивалась исходя из предположения, что в целом за год масса воды в Черном море остается постоянной. Т.е. при суммировании за год стока рек, расходов через Босфор и Керченский проливы, а также осадков и испарения по всей площади моря получается ноль.

Таблица 2.1

Среднемесячные климатические значения расходов рек, Керченского и верхнебосфорского течений ($м^3/с$).

Дунай	**Днестр**	**Днепр**	**Кодори**	**Ингури**	**Рионы**	**Ешиль-**	**Кизил-**	**Сакарья**	**Керченский**	**Верхне-босфорско**
5928,2	171,12	1148,3	330,82	330,82	330,8	314,35	314,35	314,35	684,45	-13502,93
4871,0	171,12	1201,6	316,88	316,88	316,8	381,52	381,52	381,52	87,45	-11974,29
6099,3	250,97	1490,6	490,53	490,53	490,5	418,28	418,28	418,28	239,55	-20233,48
8456,9	338,43	1570,4	788,40	788,40	788,4	411,95	411,95	411,95	102,65	-24918,24
8605,2	315,61	1958,3	934,16	934,16	934,1	296,60	296,60	296,60	114,08	-22438,97
7529,0	311,81	1251,0	761,78	761,78	761,7	229,42	229,42	229,42	-121,62	-16221,77
5954,8	250,97	946,84	538,70	538,70	538,7	121,68	121,68	121,68	771,92	-4692,37
4429,9	239,56	707,28	371,38	371,38	371,3	86,19	86,19	86,19	836,55	-1349,91
4141,0	228,15	726,29	286,46	286,46	286,4	128,02	128,02	128,02	399,25	-6684,92
4464,2	193,93	954,45	361,24	361,24	361,2	169,85	169,85	169,85	1098,90	-8232,57
4783,6	239,56	1327,1	429,69	429,69	429,6	183,79	183,79	183,79	395,45	-14811,01
6163,9	201,54	1505,8	387,86	387,86	387,8	289,00	289,00	289,00	1110,34	-17510,84

2.3. Реконструкция климатического сезонного хода гидрофизических полей Черного моря

Восстановление климатического сезонного хода гидрофизических полей Черного моря представляет собой важную и актуальную задачу, для решения которой привлекаются различные методы и подходы, а полученные массивы

данных, описывающих климатическую изменчивость, непрерывно уточняются и расширяются по мере развития методов обработки архивных данных и совершенствования гидродинамических моделей. К настоящему времени можно выделить следующие основные методы реконструкции сезонного климата Черного моря [83]: непосредственный анализ накопленных архивных данных [3,12,15,23], адаптационные расчеты [51,58], численные эксперименты прогностического типа [37,55,158, 242,450] и прогностические расчеты с ассимиляцией данных наблюдений [45,80,160].

Архивные данные дают возможность оценивать изменчивость климата моря только по ограниченному набору параметров. Кроме того, наблюдения, как правило, неравномерно распределены по акватории моря, а отдельные районы моря почти не обеспечены качественными измерениями [3,12,15]. В итоге климатические поля, построенные на основе архивных наблюдений, содержат значительный шум, вес которого возрастает на глубинах более 500 метров. Недостатки климатических массивов температуры и солености проявляются наиболее отчетливо при попытке построения полей геострофических течений, характеризующихся еще большим уровнем шумов. Оценить вертикальную скорость в море по этим данным вообще невозможно.

Адаптационные расчеты дают [58,164] возможность воспроизводить климатические поля с той же дискретностью по времени, с какой имеются исходные массивы температуры и солености. В то же время решение многих важных экологических и других прикладных задач требует знания климата моря с гораздо большей подробностью во времени.

Третье направление восстановления климатических полей основывается на прогностических моделях, в которых расчеты скорости течений и структура термохалинных полей ведутся до установления квазистационарного или квазипериодического режима циркуляции [41,55,158]. Полученный таким образом чисто «модельный» климат, как правило, отличается от реального, ввиду сложности точной параметризации горизонтального и вертикального турбулентного обмена. Однако, подобные расчеты позволяют оценить способность модели при длительных

расчетах выходить на равновесный режим с качественно правильным воспроизведением структуры гидрофизических полей.

Более универсальным методом для восстановления сезонной климатической изменчивости моря является совместное использование численных моделей и климатических данных [80,160]. При таком подходе наблюдения компенсируют погрешности модели и дают возможность численному решению оставаться вблизи климата бассейна. В дальнейшем будем называть реконструированный таким образом климат «реальным» климатом. В рамках этого подхода на основе модели циркуляции в z-координатах [35], описанной в разделе 1, была выполнена реконструкции сезонных полей течений Черного моря [33,34,82]. При расчетах ассимилировались подготовленные в [12] климатические поля температуры и солености с использованием алгоритма, разработанного в [80]. Согласно этому алгоритму в уравнение переноса – диффузии тепла (солей) включался источник, интенсивность которого была пропорциональна разности между климатической и модельной температурой (соленостью). Параметр пропорциональности задавался обратной зависимостью от нормированной дисперсии ошибок измерений (меры ошибок измерений [21]) и коэффициента релаксации, которые выбиралась эмпирически. Мера ошибки измерений задавалась априори нелинейной функцией по вертикальной координате и не зависела от времени.

В настоящем подразделе проводится реконструкция и анализ сезонной изменчивости климатических гидрофизических полей Черного моря на основе описанной в предыдущем подразделе модели циркуляции в б-координатах, включающей в себя более полное, по сравнению с моделью в z-координатах, описание термодинамики верхнего слоя моря. При этом используется такой же алгоритм ассимиляции климатических данных о температуре и солености, как и в описанном выше случае модели в z-координатах. Перед проведением расчетов по восстановлению «реального» климата требуется провести работу по настройке параметров модели океана для оценки способности модели при длительных расчетах выходить на равновесный режим с качественно правильным воспроизведением структуры гидрофизических полей. С этой целью предварительно

были проведены численные эксперименты по реконструкции «модельного» климата.

2.3.1. Задание граничных и начальных условий

Для задания потока тепла, осадков и испарения в соотношениях (2.29) использовались среднемесячные климатические данные, полученные Станевым с соавторами в [455]. При этом потоки тепла и соли на поверхности моря вычислялись согласно соотношениям:

$$Q_T = Q_1 + \gamma_T (T_0 - T_0^{St}) \ , \tag{2.65}$$

$$Q_S = S_0 (E - P) + \gamma_S (S_0 - S_0^{St}) \ , \tag{2.66}$$

где Q_1 - сумма потоков явного и скрытого тепла, длинноволновой и коротковолновой радиации; T_0, S_0- температура и соленость поверхности моря; T_0^{St}, S_0^{St}- среднемесячные климатические значения поверхностных температуры и солености соответственно из того же массива [455]; коэффициенты релаксации принимались равными: $\gamma_T = 1.5 \cdot 10^{-5}$ м/сек ; $\gamma_S = 1.5 \cdot 10^{-6}$ м/сек. Релаксационные добавки использовались для фильтрации погрешностей в климатических данных и для учета отрицательных обратных связей, присутствующих в совместной системе атмосфера-море [42]. Проникновение коротковолновой радиации в (3.6) учитывалось по формуле Паульсона-Симпсона [417]:

$$I(x,y,z,t) = I_0(x,y,t) \cdot \left[r \cdot e^{-\frac{z}{\alpha}} + (1-r) \cdot e^{-\frac{z}{\beta}} \right] \ , \tag{2.67}$$

где константы r, α и β выбирались в соответствии с типом вод согласно [327]: $r = 0.77$; $\alpha = 1.5$; $\beta = 14$, а значение коротковолновой радиации I_0 на поверхности принималось равным половине суммарного потока тепла.

Среднемесячные климатические составляющие касательного напряжения трения ветра взяты из работы [45], где они ,были рассчитаны на основе данных о распределении приземного давления воздуха за период 1988-1998 гг. Причиной выбора этого набора данных явилось то, что, как показал анализ вихря скорости ветра, его

интенсивность оказалась существенно выше, чем сезонно меняющийся ветер, подготовленный в [455].

Отметим, что расчетный шаг по времени намного меньше периода осреднения параметров атмосферного воздействия. И если при проведении численных экспериментов заданный параметр полагать неизменным на протяжении всего промежутка осреднения, то при переходе через точки разрыва возможно возникновение искусственных паразитарных осцилляций, особенно, когда речь идет о ветровом воздействии. Поэтому при проведении расчетов изменение во времени климатических параметров атмосферного воздействия аппроксимировалось непрерывными кусочно-линейными функциями с помощью линейной интерполяции между точками середины месяца, к которым относились заданные среднемесячные значения параметров. Однако, если при проведении интерполяции использовать заданные среднемесячные значения параметров, то такая интерполяция не будет являться корректной, поскольку средние значения полученной кусочно-непрерывной функции за те же периоды времени не равны исходным.

Пусть t_i - продолжительность *i*-го месяца в днях. Обозначим через d_i , $i=1,12$ исходные среднемесячные значения задаваемого параметра атмосферного воздействия. Они образуют вектор $\vec{d} = (d_1, d_2, \ldots, d_{12})^T$. Отнесем значения d_i к середине промежутка t_i и проведем линейную интерполяцию между соседними точками. Средние за промежуток t_i значения полученной кусочно-линейной функции обозначим через a_i. Тогда вектор $\vec{a} = (a_1, a_2, \ldots, a_{12})^T$ выражается через $\vec{d}$ следующим образом:

$$\vec{a} = A \cdot \vec{d}, \tag{2.68}$$

причем матрица *A* имеет квазитрехдиагональный вид:

$$A = \begin{bmatrix} f_1 & g_1 & 0 & 0 & 0 & \ldots & 0 & e_1 \\ e_2 & f_2 & g_2 & 0 & 0 & \ldots & 0 & 0 \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots & \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ g_{12} & 0 & 0 & 0 & \ldots & 0 & e_{12} & f_{12} \end{bmatrix}, \tag{2.69}$$

где

$$e_i = \frac{t_i}{4(t_{i-1} + t_i)}, \quad g_i = \frac{t_i}{4(t_i + t_{i+1})}, \quad f_i = 1 - e_i - g_i \tag{2.70}$$

Для реальной продолжительности месяцев матрица A выглядит так:

$$A = \begin{bmatrix} 0.744 & 0.119 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0.125 \\ 0.131 & 0.763 & 0.131 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0.119 & 0.742 & 0.123 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0.127 & 0.754 & 0.127 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0.123 & 0.746 & 0.123 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0.127 & 0.754 & 0.127 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0.123 & 0.748 & 0.125 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0.125 & 0.748 & 0.123 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0.127 & 0.754 & 0.127 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0.123 & 0.746 & 0.123 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0.127 & 0.754 & 0.127 \\ 0.125 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0.123 & 0.744 \end{bmatrix}$$

Очевидно, что вектор $\bar{a} \neq \bar{d}$, т.к. матрица A отлична от тождественной. И в этом смысле приведенная интерполяция некорректна. Следует отметить, что отклонения от истинных значений будут иметь место при любом способе интерполяции – сплайнами, степенными или иными многочленами и т.д., т.к. в любом случае матрицы $A \neq E$.

Киллворт [335], проанализировав среднемесячные данные Европейского Центра среднесрочных прогнозов (ECMWF) о напряжении ветра над всем Мировым океаном, показал, что ошибки, вызванные такой некорректной интерполяцией довольно значительны. Аналогичный анализ, проведенный по отношению к массиву данных Станева [455] выявил также достаточно большие ошибки [107,291], обусловленные некорректной интерполяцией, что может неблагоприятно сказаться на результатах моделирования. В той же работе [335] Киллворт предложил простой метод, с помощью которого интерполяцию можно сделать корректной, т.е. не искажающей исходные средние значения.

Этот метод заключается в следующем: надо заменить истинные значения вектора $\vec{d}$ на псевдоданные $\vec{d'}$ так, чтобы вектор оценки $\vec{a}$ в точности равнялся бы истинному значению $\vec{d}$, т.е. $\vec{a} = \vec{d}$, т.е. мы должны потребовать, чтобы:

$$\vec{d} = A \cdot \vec{d'} \ , \tag{2.71}$$

откуда

$$\vec{d'} = A^{-1} \cdot \vec{d} \tag{2.72}$$

Таким образом, для проведения корректной интерполяции нам необходимо рассчитать значения $\vec{d'}$ из (2.72). При проведении расчетов описанная процедура применялась по отношении к каждому параметру, и поскольку обратную матрицу для соотношения (2.72) необходимо считать только один раз, это не приводило к сколь-нибудь заметному увеличению времени счета.

В качестве начальных условий для температуры и солености на каждом горизонте были взяты средние по площади моря климатические зимние значения (Рис.2.3) из [407]. Остальные параметры в начальный момент времени полагались равными нулю.

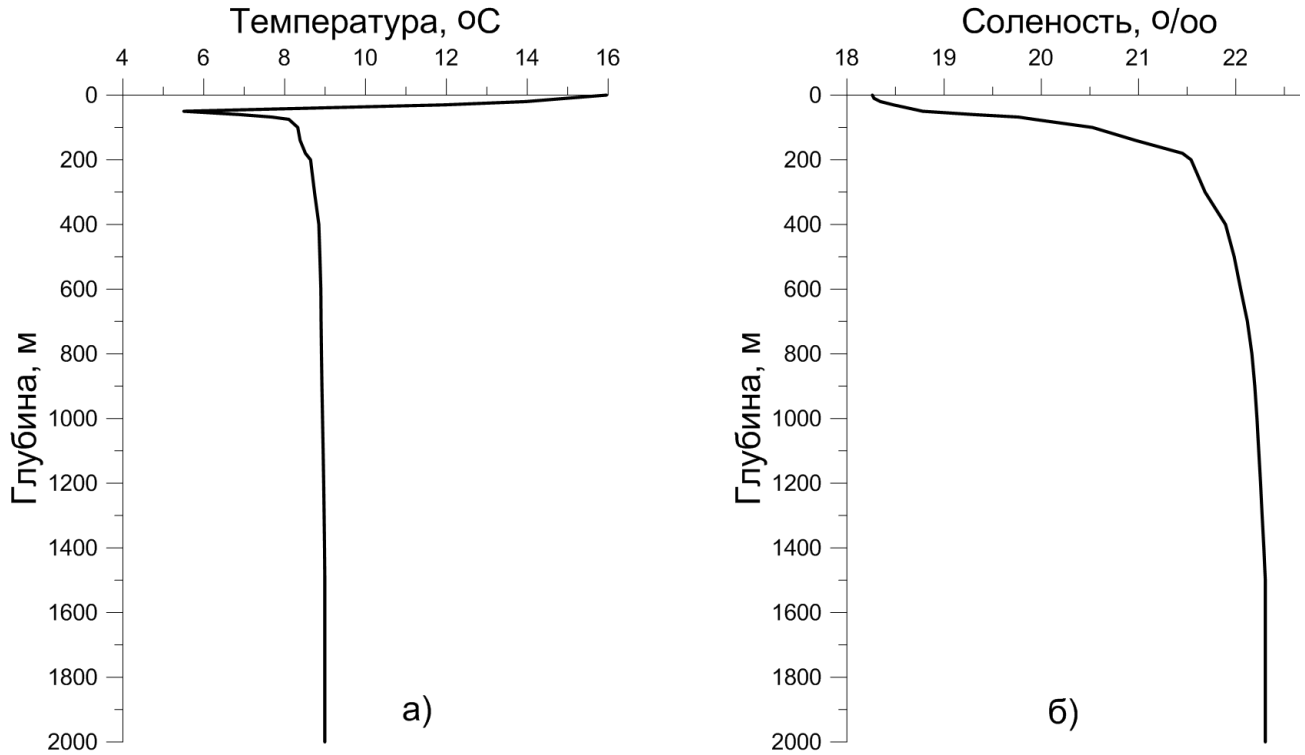


Рис. 2.3 Начальное распределение температуры (а) и солености (б).

2.3.2. Тестовые расчеты по восстановлению «модельного» климата

Целью проведенного эксперимента было восстановление сезонного климатического хода основных гидрофизических полей Черного моря, реализуемого в виде вынужденной реакции на изменения ветра и потоков тепла и массы годового периода на поверхности моря [106], для оценки способности модели при длительных расчетах выходить на квазипериодический режим при периодическом внешнем воздействии с качественно правильным воспроизведением структуры гидрофизических полей. (Таким образом, предполагается, что отклик модели почти линеен по отношению к вынуждающим силам [450]).

Следует отметить, что в упоминавшейся в подразделе 2.2 работе [407] на основе модели в σ-координатах моделировалась сезонная изменчивость циркуляции Черного моря. Эти исследования позволили авторам оценить относительную роль различных вынуждающих сил в формировании циркуляции. Однако, используемые данные, как и модель, имели более грубое разрешение по сравнению с рассматриваемой задачей.

Задача настоящей работы ставилась следующим образом. В начальный момент бассейн, аппроксимирующий Черное море (рис.2.2), заполнен устойчиво стратифицированной жидкостью, находящейся в состоянии покоя. Затем начинают и продолжают действовать потоки импульса, тепла, осадки и испарения на поверхности моря, а также сток рек и обмен через Босфор и Керченский пролив.

Задание в качестве начальных климатических полей температуры и солености (даже горизонтально-однородных, как в нашем случае) позволяет избежать длительного интегрирования для формирования вертикальной структуры пикноклина. В тоже время ясно, что начальные условия разбалансированы в том смысле, что начальное поле скорости при наличии атмосферного воздействия не соответствует начальному полю плотности. Поэтому необходим период приспособления поля течений не только к геометрии области, но и к полю плотности. Уравнения модели интегрировались сроком на 10 лет и 8 месяцев модельного времени, шаги модели равнялись 10 секунд для внешней, баротропной,

моды и 5 минут для бароклинной моды.

На рис.2.4 представлен график поведения со временем кинетической энергии, осредненной по объему. Максимум энергии приходится на зимний сезон, минимум - на летний период. Видно, что после 5 лет расчетного времени модель выходит на квазипериодический режим. При этом линейные тренды интегральных параметров ничтожно малы. Пунктирной линией показан линейный тренд после пяти лет расчета: скорость убывания составляет -0.42×10^{-5} м^{2}сек$^{-2}$/год. Следует отметить, что для глубоководной термохалинной циркуляции достижение равновесного состояния требует на порядок длительный период интеграции.

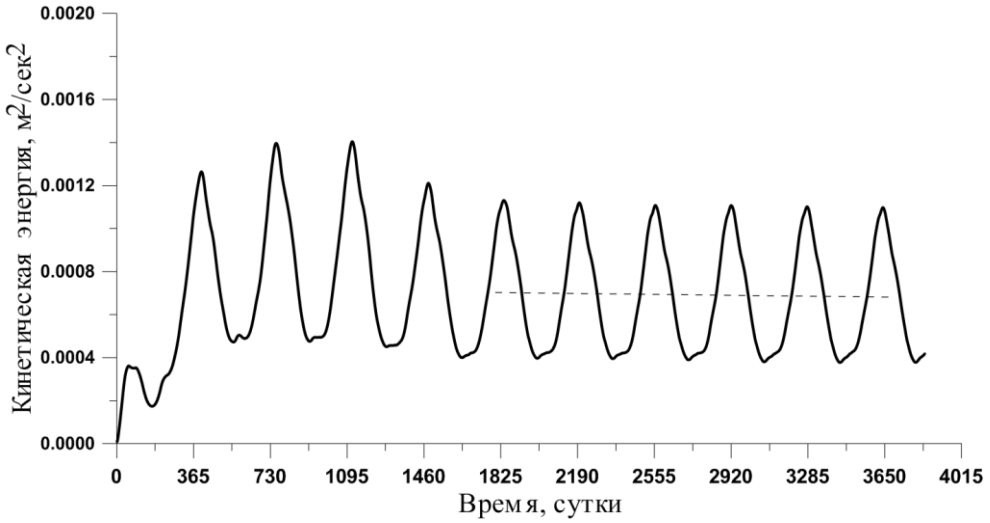


Рис.2.4 Средняя по объему бассейна кинетическая энергия течений. Пунктирной линией показан линейный тренд после пяти лет расчета.

Изменения среднего по площади бассейна уровня моря (рис.2.5) и средней по объему бассейна температура воды (рис.2.6) также имеют ярко выраженный сезонный ход с практически отсутствующим трендом. Средний уровень растет со скоростью 0.16×10^{-4} м/год, а средняя температура убывает со скоростью -0.31×10^{-3} ^{o}C/год. Максимум температуры достигается в августе, минимум - в феврале.

Изменение со временем средней по объему бассейна солености (рис.3.8) носит линейный характер на протяжении практически всего расчетного периода. Средняя соленость падает со скоростью -0.46×10^{-3} $^{o}/_{oo}$ год$^{-1}$.

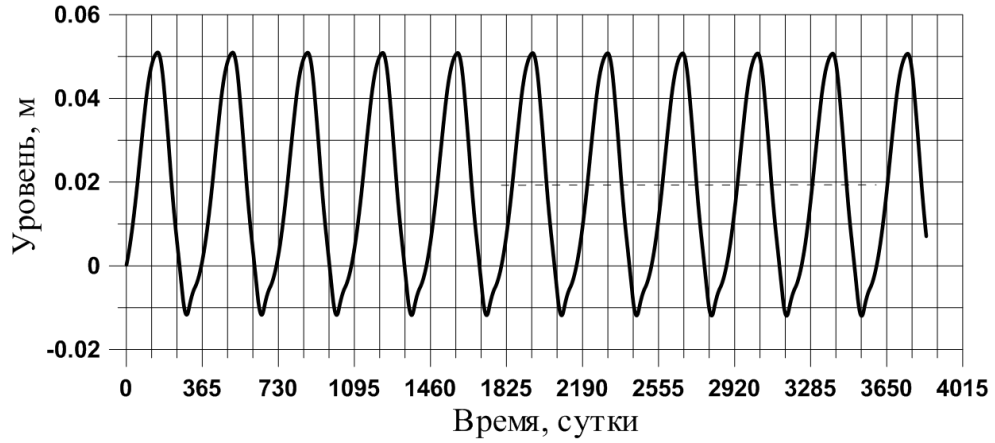


Рис.2.5 Средний по площади бассейна уровень моря.

Пунктирной линией показан линейный тренд после пяти лет расчета.

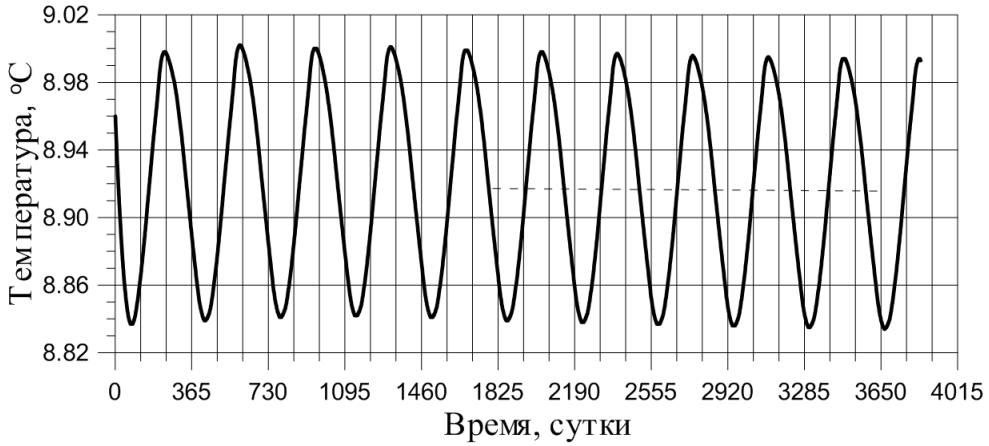


Рис.2.6 Средняя по объему бассейна температура воды.

Пунктирной линией показан линейный тренд после пяти лет расчета.

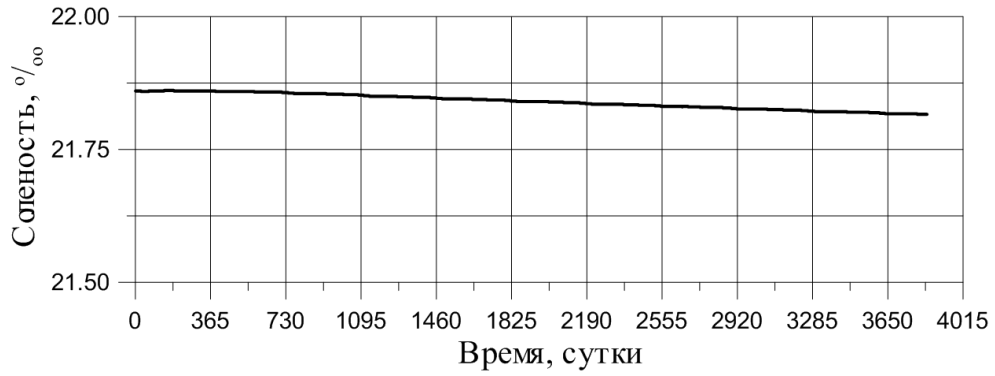


Рис.2.7 Средняя по объему бассейна соленость.

Далее при описании самых характерных черт сезонной изменчивости гидрофизических полей, полученных в результате расчетов, приводятся данные на последний, 10-й, год расчетного периода.

Распределение уровня на протяжении всего года соответствует циклонической циркуляции с тремя, расположенными внутри общего круговорота, суббасейновыми циклоническими круговоротами в восточной, центральной и западной части бассейна. В восточной половине бассейна постоянно наблюдается область наибольших значений уровня (рис. 2.8). Усиление напряженности циркуляции происходит в зимний сезон (рис.2.8а) и ослабление - в летний (рис.2.8б). На юго-востоке бассейна на протяжении года присутствует область антициклонической завихренности, соответствующей Батумскому антициклону, причем в августе эта область занимает максимальную площадь (рис.2.8б). На северо-западе бассейна на протяжении года также присутствует зона антициклонической завихренности, но менее интенсивная.

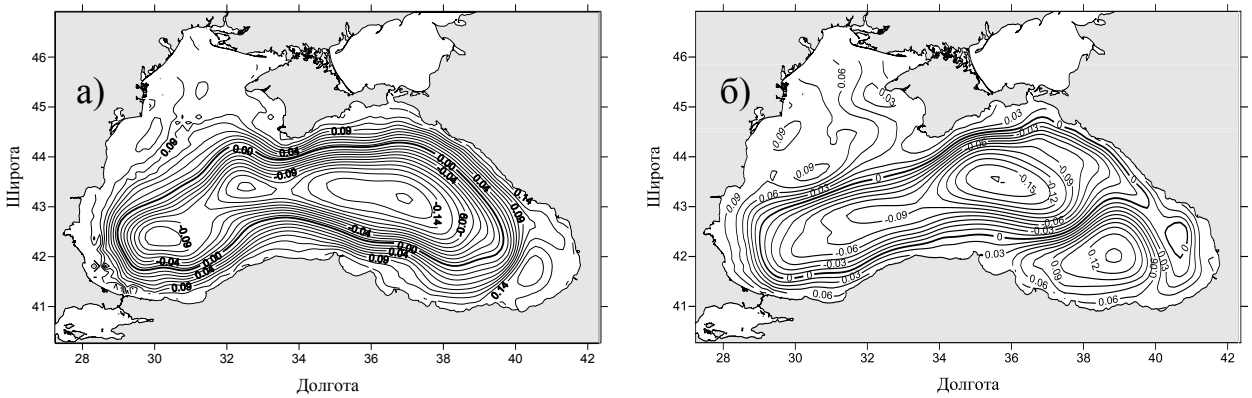


Рис.2.8 Уровень моря в феврале (а) и в августе (б).

Те же особенности циркуляции имею место и на картах скорости течений (рис. 2.9). В верхних слоях моря вдоль свала глубин по периферии бассейна располагается ОЧТ. Сезонная изменчивость отражается в усилении ОЧТ в зимний период, особенно в восточной части моря, и ослаблении - в летний. В летний сезон справа от ОЧТ мезомасштабные антициклонические вихри проявляются более отчетливо (рис. 2.9б). Глубже интенсивность циркуляции падает (рис.2.9б,г), однако

картина циркуляции остается аналогичной. В среднем за год имеет место подъем в центральной области моря и опускание вод по его периферии. В поверхностном слое моря распределение солености соответствует циклоническому характеру циркуляции: более соленые воды расположены в центре моря, а более пресные - на периферии бассейна (рис.2.10а,б). Распространение распресненных вод в прибрежной зоне обусловлено постоянным речным стоком на северо-западе моря, у Кавказского и Анатолийского побережий. В зимний период усиливается подъем

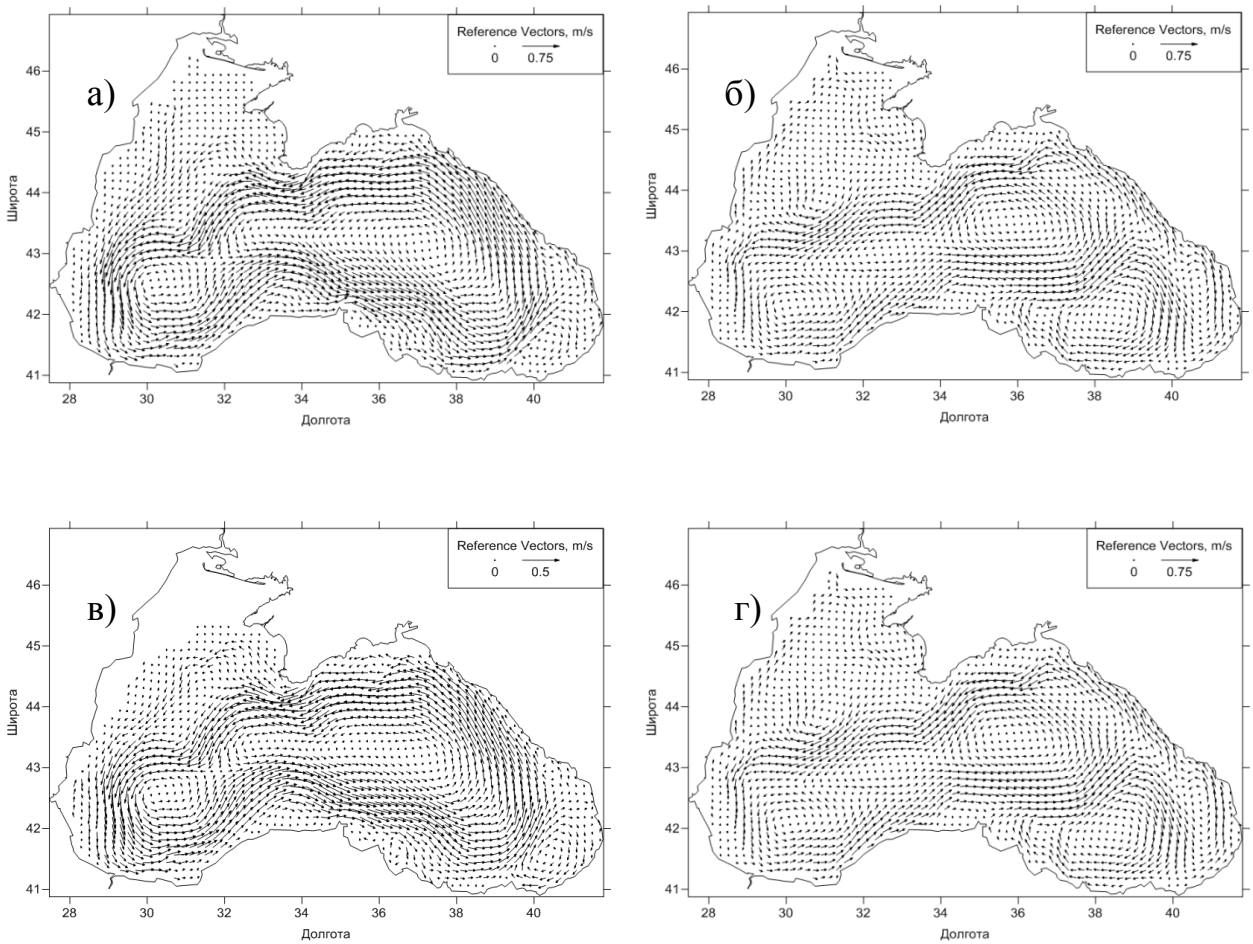


Рис.2.9 Скорость течений в поверхностном слое (а,б) и на глубине 50 м (в,г) в середине февраля (а,в) и августа (б,г).

более соленых вод в центральной части бассейна (рис.2.10а), и в распределении солености присутствуют два локальных максимума в западной и восточной частях бассейна. В летний сезон в экстремум в поле солености имеет место в восточной

области бассейна (рис.2.10б). Глубже, на горизонте 50 м, во все сезоны наблюдаются три локальных экстремума, соответствующих циклонической циркуляции, не только в восточной и западной части, но и в центре моря (рис.2.10в,г). На юго-востоке имеет место локальный минимум, соответствующий Батумскому антициклону, причем в августе он выражен намного ярче (рис.2.10г). Поле температуры имеет ярко выраженную сезонную изменчивость (рис. 2.11). Весенне–летний прогрев формирует теплый верхний перемешанный слой толщиной, примерно, в 10 метров, ниже находится зона больших вертикальных градиентов, под которой расположен ХПС. В середине февраля в поверхностном слое во всей центральной части моря температура ниже 8°С, в середине августа - выше 22 °С (рис. 2.11а,б). Отметим, что на глубине 50 м температура в

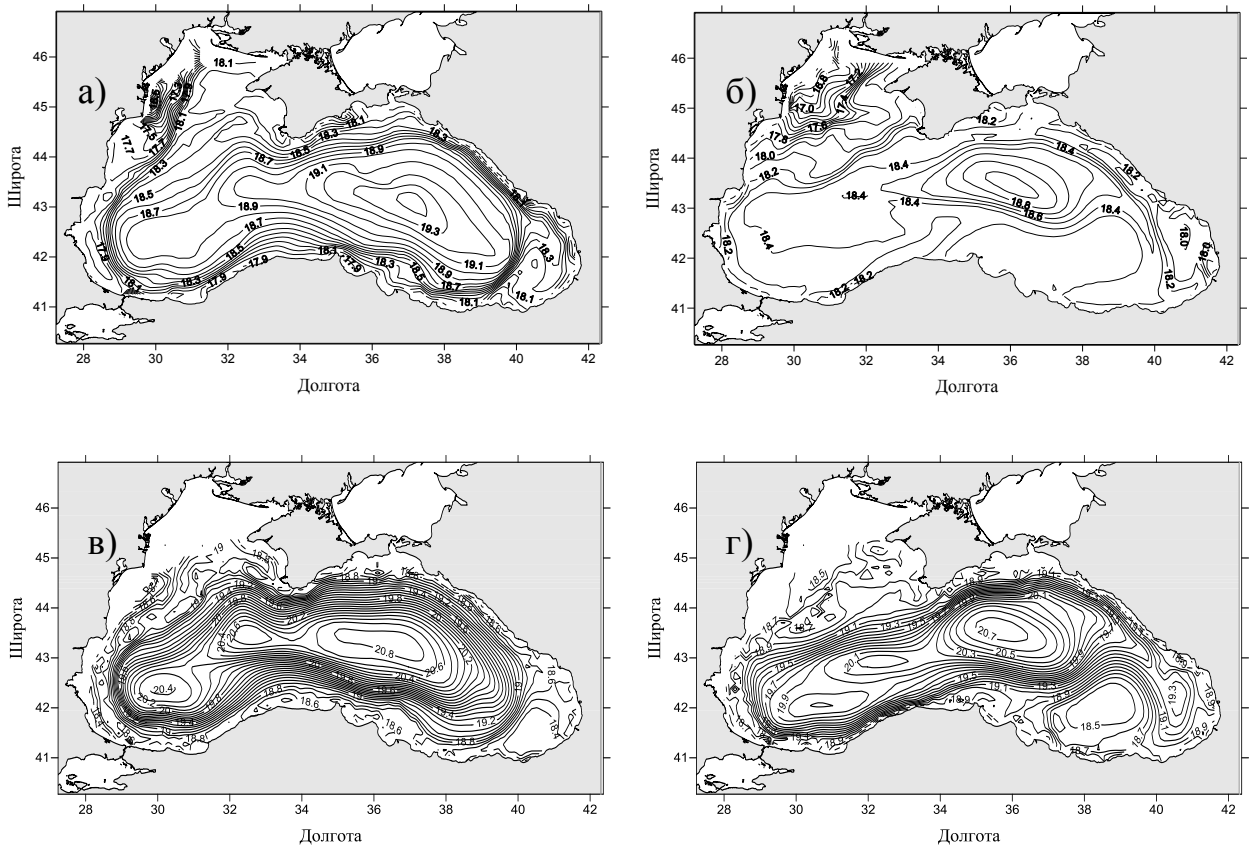


Рис.2.10 Соленость в поверхностном слое (а,б) и на глубине 50 м (в,г) в середине февраля (а,в) и августа (б,г).

центральной части бассейна в феврале выше, чем в августе (рис.2.11в,г), что связано с изменчивостью ХПС. Как известно, ХПС является одной из ярких особенностей стратификации вод Черного моря, поэтому способность модели воспроизводить его образование и эволюцию при проведении расчетов на длительные периоды является одним из важных индикаторов адекватности модели физике процессов, протекающих в описываемом бассейне. В данном расчете эволюция ХПС носит квазипериодический характер, и он наблюдается в течение всего годового периода. На рис. 2.12 приведен вертикальный разрез поля температуры вдоль 43°с.ш. для середины февраля (рис.2.12а) и середины августа (рис.2.12б). Если судить по изотерме 8°С, ХПС в августе имеет толщину, приблизительно, 40 метров. Верхняя его граница располагается, в среднем, на глубине 20-35 м, а нижняя - на 60-75 м (рис. 2.12б), так что ядро ХПС находится, примерно, на глубине 50 м, что объясняет низкие значения температуры на рис. 2.11г. Как видно на рис. 2.12а, в зимний период конвекция проникает почти до 50 м в центральной части бассейна, тем самым обеспечивая обновление ХПС.

На основе результатов дальнейших численных экспериментов процессы динамики ХПС анализируются более подробно.

Следует отметить сглаженный характер всех параметров, обусловленный, прежде всего, сглаженным внешним воздействием.

Проведенные прогностические расчеты, когда формирование циркуляции происходит в результате влияния внешних факторов, показали, что модель качественно правильно воспроизводит известные и объяснимые особенности климатической сезонной изменчивости Черного моря, а характерные черты реконструируемой циркуляции не противоречат полученным ранее результатам. Это свидетельствует о том, что параметры модели настроены достаточно точно и, следовательно, существует принципиальная возможность, привлекая данные наблюдений, реконструкции реальной климатической сезонной изменчивости основных полей Черного моря на основе данной модели.

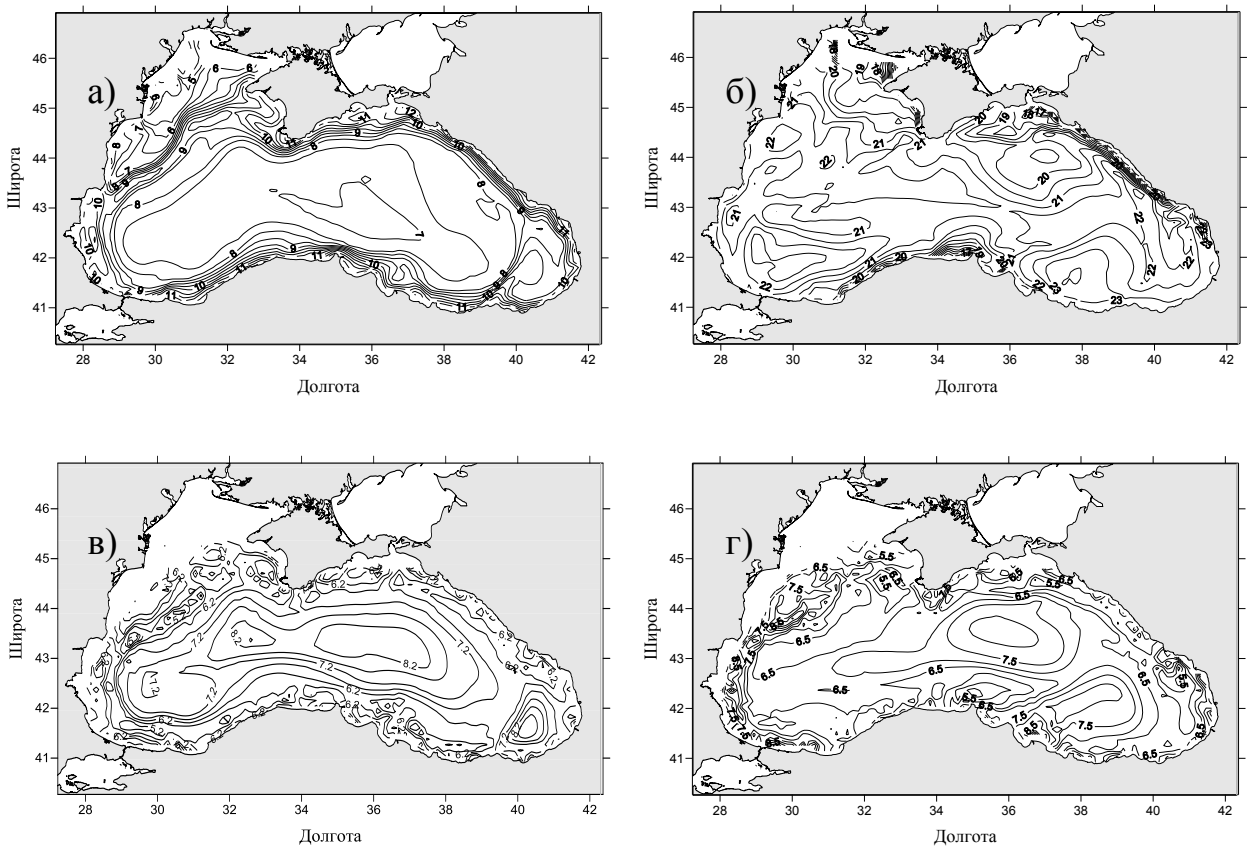


Рис.2.11 Температура воды в поверхностном слое (а,б) и на глубине 50 м (в,г) в середине февраля (а,в) и августа (б,г).

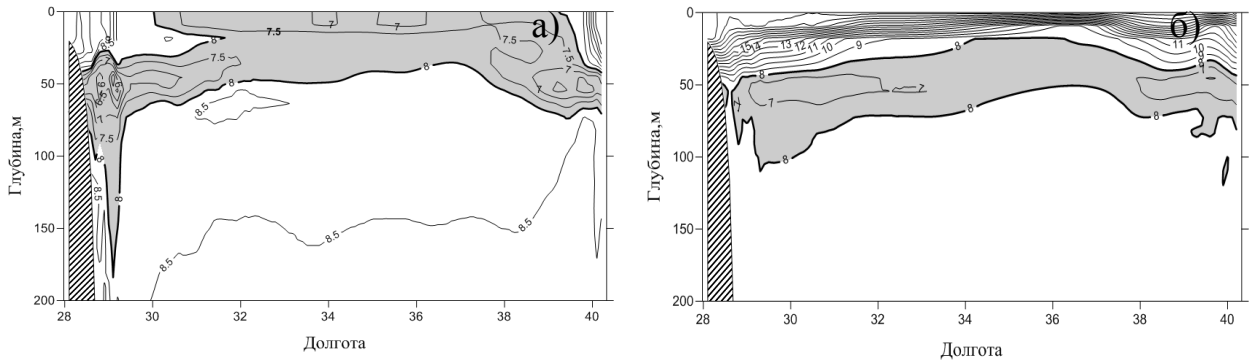


Рис.2.12. Зональный разрез поля температуры вдоль 43° с.ш. Закрашенная область - вода с температурой < 8 ^{O}С в середине февраля (а) и августа (б).

2.3.3. Восстановление «реального» климата

Восстановление «реального» сезонного климатического хода основных гидрофизических полей Черного моря проводится на основе ассимиляции в модели климатических данных о температуре и солености. С этой целью уравнения переноса – диффузии тепла и соли (2.47,2.48) модифицируются следующим образом:

$$\frac{\partial TD}{\partial t}+\frac{\partial TUD}{\partial x}+\frac{\partial TVD}{\partial y}+\frac{\partial T\omega}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_H}{D}\frac{\partial T}{\partial \sigma}\right]+F_T-\frac{1}{D}\frac{\partial I}{\partial \sigma}+D\tilde{Q}_T; \tag{2.73}$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t}+\frac{\partial SUD}{\partial x}+\frac{\partial SVD}{\partial y}+\frac{\partial S\omega}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_H}{D}\frac{\partial S}{\partial \sigma}\right]+F_S+D\tilde{Q}_S, \tag{2.74}$$

где $\tilde{Q}_T$, $\tilde{Q}_S$ – функции мощности источников, имеющие следующий вид:

$$\tilde{Q}_T(\vec{x},t)=\frac{1}{REL[1+\eta^2(\vec{x})]}[T^{Cl}(\vec{x},t)-T(\vec{x},t)], \tag{2.75}$$

$$\tilde{Q}_S(\vec{x},t)=\frac{1}{REL[1+\eta^2(\vec{x})]}[S^{Cl}(\vec{x},t)-S(\vec{x},t)]. \tag{2.76}$$

В формулах (2.75, 2.76) REL – параметр релаксации; $\eta^2(\vec{x})$ – дисперсия ошибок «измерений» климатических температуры и солености, нормированная на дисперсию поля; $\vec{x}=(x,y,\sigma)$. Следуя [80] предполагается, что погрешности «измерений» имеют характер белого шума и не коррелированны с полезным сигналом, они также не зависят от времени, и одинаковы для температуры и солености. Климатические значения температуры и солености использовались для пересчета источников в уравнениях (2.75, 2.76) на каждом временном шаге бароклинной моды. Время релаксации принято равным одним суткам.

Климатические данные о температуре и солености, используемые для ассимиляции. Для восстановления климатических полей течений Черного моря использовался климатический массив температуры T^{Cl} и солености S^{Cl}, созданный в работе [12] на основе данных наблюдений, хранящихся в банках океанографических данных Морского гидрофизического института и Морского

отделения УкрНИГМИ. Этот массив охватывает период наблюдений на 20 лет больше, чем период, используемый при построении более ранних, описанных в [3,14], версий климатических массивов, основанных на данных измерений; и в два раза превышает их по количеству используемых гидрологических станций. Обеспеченность данными наименее изученной области моря – экономической зоны Турции - также выше в два раза. Специальный массив данных с качественными глубоководными измерениями (2317 станций), выполненными за 33 года на горизонтах глубже 1000 м, был создан с целью более достоверной оценки климатических гидрологических полей в глубинных слоях моря.

Существенный вклад в повышение качества массива внесли данные океанографических съемок, выполненных по программам *ComsBlack* и *HydroBlack*. Методика расчета среднемесячных климатических массивов [12] основана на схемах объективного анализа. Результирующие поля температуры и солености были получены в 288 узлах по горизонтали с разрешением 20' по широте и 30' по долготе на 19 стандартных горизонтах. Вертикальное разрешение климатического массива составляет: 5 м до глубины 100 м; 10 м в слое 100 – 300 м; 50 м в слое 300 – 1000 м; 100 м в слое 1000 м – дно. В [12] отмечается, что пространственные различия климатических среднемесячных значений имеют высокую степень статистической значимости до глубины 150 м для температуры и до глубины 250 м для солености. Пространственные различия среднегодовых значений значимы до глубины 500 м, глубже их следует рассматривать как оценочные. На горизонтах от 0 м до 300 м поля T^{Cl}, S^{Cl} являются среднемесячными. Глубже они представлены среднегодовыми значениями.

Для проведения расчетов климатические массивы T^{Cl}, S^{Cl} были интерполированы на сетку модели и затем на каждые сутки года с помощью рассчитанных коэффициентов Фурье. В качестве начальных полей были взяты поля, полученные в предыдущем расчете на середину первого месяца последнего года расчета.

Интегральные характеристики. На рис.2.13 представлен график поведения со временем средней по объему кинетической энергии течений. Максимум энергии приходится на зимний сезон, минимум - на летний период. Видно, что модель выходит на квазипериодический режим уже после двух лет расчетного времени.

Далее при описании самых характерных черт сезонной изменчивости гидрофизических полей, полученных в результате расчетов, приводятся данные на последний, 10-й, год расчетного периода.

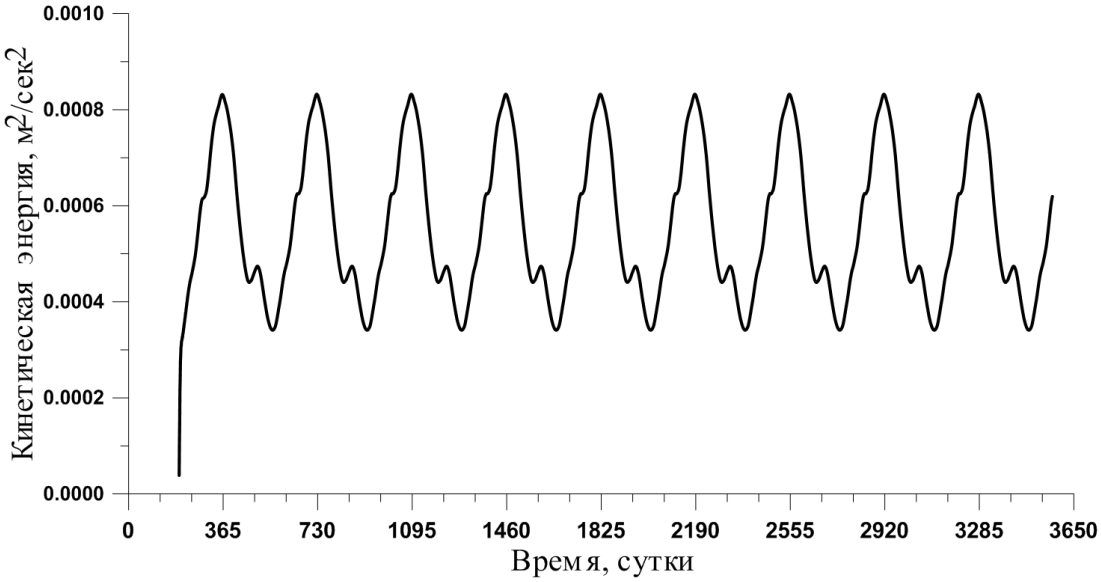


Рис.2.13 Средняя по объему бассейна кинетическая энергия течений.

Средний по площади бассейна уровень моря также имеет ярко выраженную сезонную изменчивость (рис. 2.14), в которой выделяются два максимума – в марте и августе и один минимум – в июне.

Для оценки сходимости и устойчивости используемой в модели процедуры ассимиляции данных были рассчитаны с дискретностью по времени 5 суток среднеквадратические разности σ_ς между двумя полями значений уровня моря, которые относятся к двум моментам времени с разницей в один год.

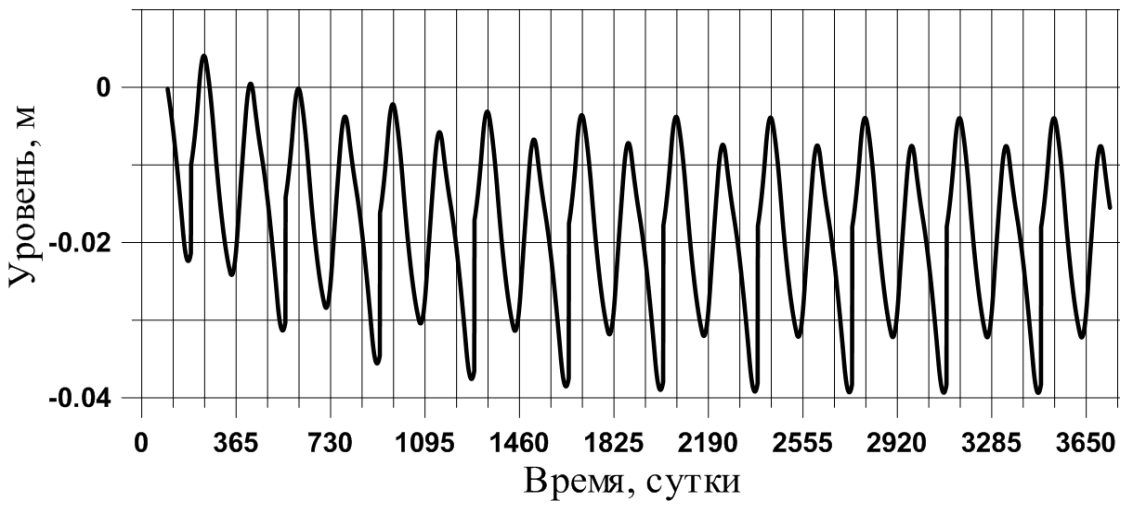


Рис.2.14 Средний по площади бассейна уровень моря.

. Эта функция представляется наиболее показательной в смысле анализа сходимости и устойчивости рассматриваемой задачи, поскольку уровень моря является интегральной функцией (он вычисляется из проинтегрированного по всей глубине уравнения неразрывности).

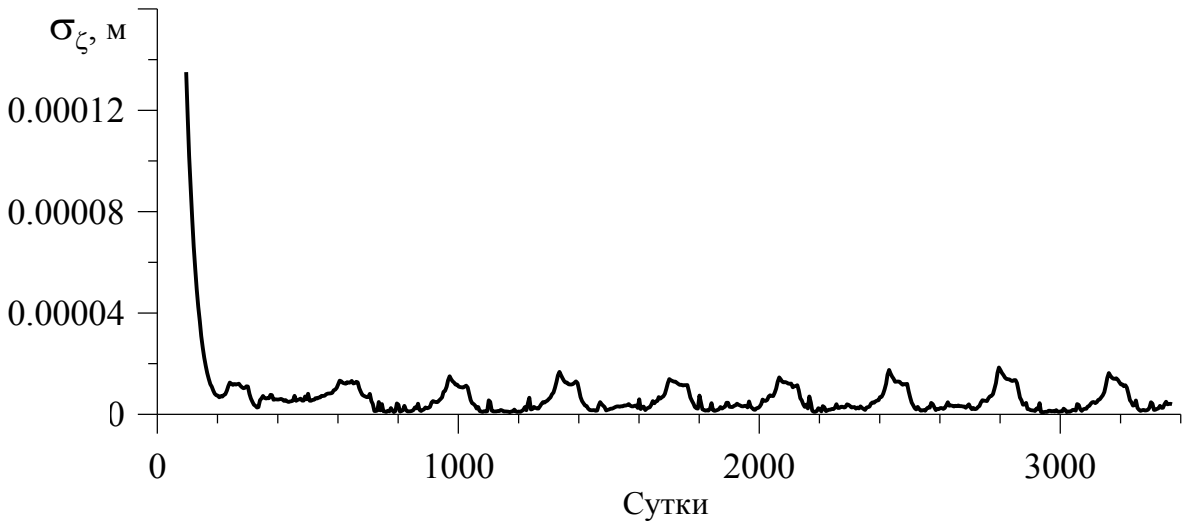


Рис.2.15 Поведение со временем среднеквадратических разностей между значениями уровня моря, относящимися к моментам времени с разницей в один год.

На рис. 2.15 видно, что уже после, примерно, 650 суток величина σ_ς вышла на квазипериодический режим при уровне значений 2×10^{-5} – 2×10^{-6} м. Далее, как и в предыдущем подразделе, анализ характерных черт сезонной изменчивости гидрофизических полей, полученных в результате расчетов, приводятся на последний год расчетного периода.

Сезонная изменчивость климатического уровня Черного моря. Ключевой функцией при анализе сезонной изменчивости циркуляции Черного моря является его уровень, поскольку, во-первых, градиенты уровня характеризуют поверхностные геострофические течения, во-вторых, уровень моря в настоящее время достаточно точно измеряется современными альтиметрами с искусственных спутников Земли.

В течение года уровень претерпевает значительную изменчивость (рис. 2.16). Во все сезоны виден циклонический круговорот с двумя или одним циклоническими центрами. Максимальный перепад уровня наблюдается в зимний период. К лету и осени градиенты уровня на склоне шельфа уменьшаются. Они особенно малы в октябре–ноябре. В осенне–зимний период напряженность поля уровня постепенно увеличивается. Такой характер сезонной эволюции поверхностных течений хорошо соответствует спутниковым альтиметрическим наблюдениям, проанализированным в работах [349,350].

Отметим интересную эволюцию восточного и западного циклонических круговоротов. В январе – феврале наблюдается два циклонических круговорота, причем, более интенсивным является восточный круговорот (рис. 2.16*а*). В марте – апреле интенсивность циклонических круговоротов одинакова. В мае западный круговорот существенно усиливается, а восточный практически исчезает (рис. 2.16*б*). На протяжении июня – июля западный циклон превалирует над восточным. С августа по ноябрь включительно в общем циклоническом круговороте видны оба циклонических центра примерно одинаковой интенсивности (рис. 2.16*в*, *г*). В декабре снова прослеживается тенденция к увеличению площади и усилению западного циклона. Такая изменчивость циклонических круговоротов, по-видимому, определяется распространением волн Россби, излучаемых у восточного берега моря [349].

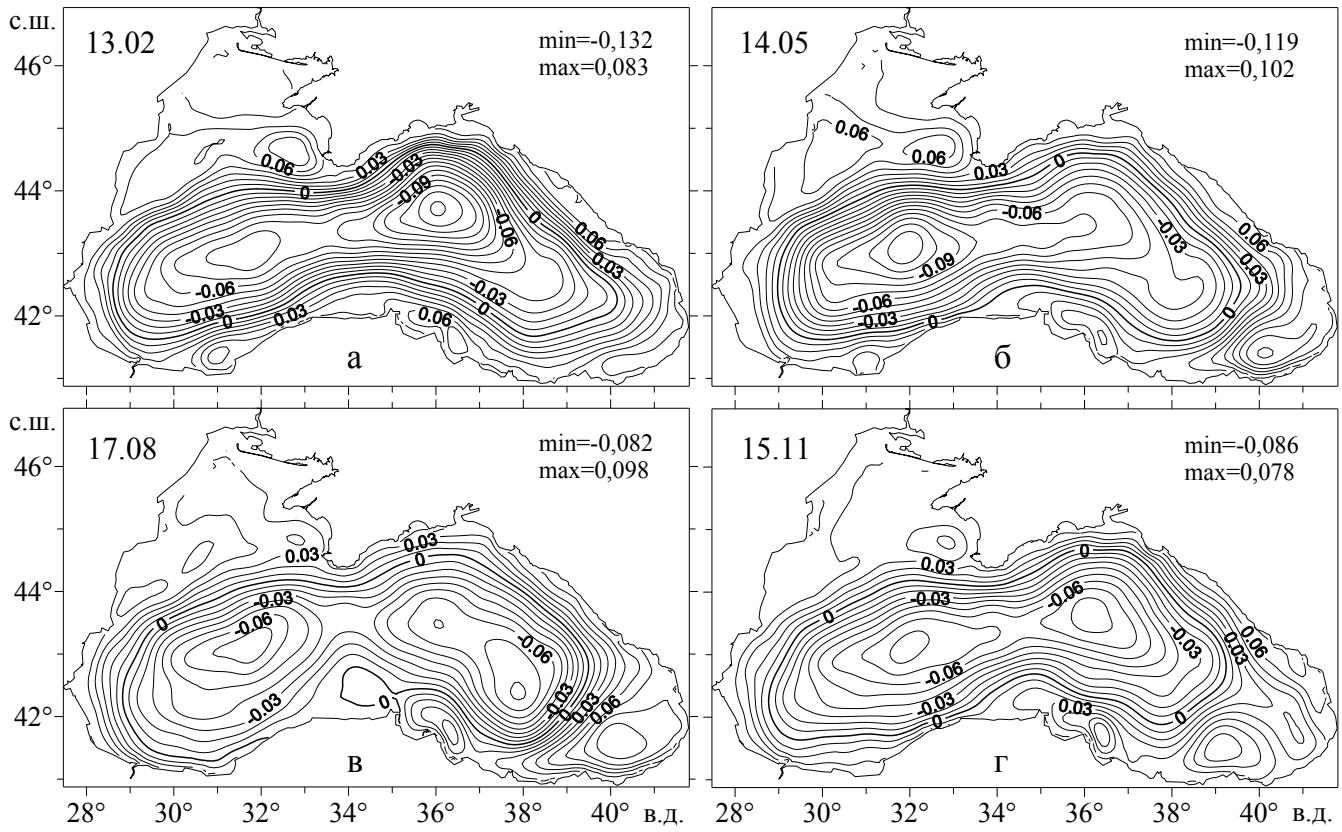


Рис.2.16 Топография уровня моря (м): а – зима; б – весна; в – лето; г – осень.

Расчетный уровень моря воспроизводит систему квазистационарных антициклонических вихрей, располагающихся справа от струи ОЧТ [45,405]. Наиболее крупный среди них – Батумский юго-восточный антициклонический вихрь. На картах уровня моря он прослеживается на протяжении всего года.

Антициклоническое вихреобразование юго-западнее Крымского полуострова (Севастопольский антициклон) проявляется на протяжении января-мая и августа-декабря. Возникший в феврале антициклонический вихрь в Северо-западной мелководной зоне моря в апреле объединяется с Севастопольским антициклоном и наблюдается в таком виде до августа. С сентября он локализуется и виден до декабря включительно.

В поле уровня справа от ОЧТ в различные сезоны четко проявляются: Сакарьякский (январь, февраль, апрель – июль, декабрь), Синопский (март, июнь,

август, сентябрь, ноябрь) и Кизилирмакский (январь, февраль, май – август, октябрь, ноябрь) антициклонические вихри.

Сезонная изменчивость климатической температуры Черного моря. На рис. 2.17 показана сезонная изменчивость средней по объему бассейна температуры. Видно, что минимум температуры отмечается в середине февраля и сохраняется в течение месяца. С середины марта наблюдается рост температуры. Ее максимум приходится на последнюю декаду августа. С конца августа средняя по бассейну температура падает.

На вертикальных разрезах поля температуры отчетливо выделяется холодный промежуточный слой. Эта особенность вертикальной термической структуры Черного моря отражена и в распределениях усваиваемой климатической температуры, и воспроизводится, как было показано в предыдущем подразделе, моделью циркуляции.

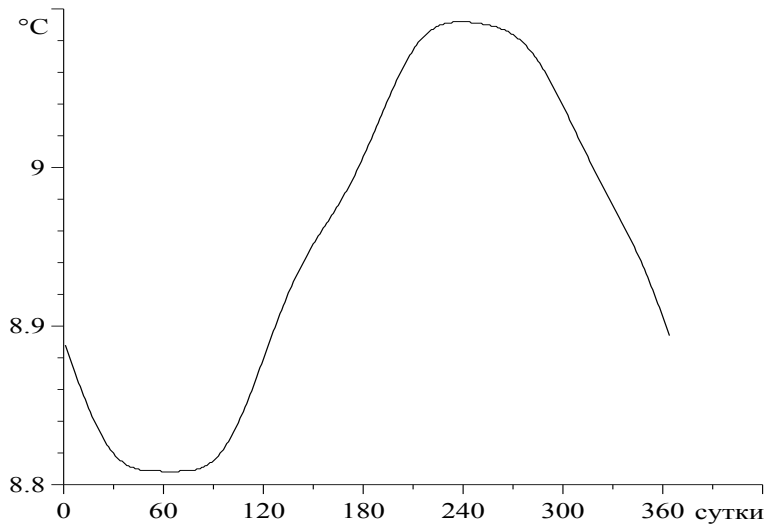


Рис.2.17 Годовой ход средней по объему моря температуры.

Для анализа временной изменчивости температуры в 200–метровом слое моря были построены карты температуры с дискретностью по времени 5 суток на широтном разрезе 43,7°N.

С началом зимней термической конвекции слой скачка температуры постепенно разрушается и процесс перемешивания со временем захватывает существовавший ранее ХПС (рис. 2.18, *а*). В феврале верхний примерно 100 – метровый слой воды на западе и 75 – метровый слой в остальной области моря (за исключением восточной зоны) имеют температуру меньше 8°С.

ХПС может обновляться за счет интенсивного перемешивания вод в локальных районах моря [139], а также, как показано, в работе [79], за счет адвективного механизма. На рис. 2.19 *а* последствия этого адвективного механизма формирования ХПС хорошо видны по распределению температуры на 75 м в зимний сезон.

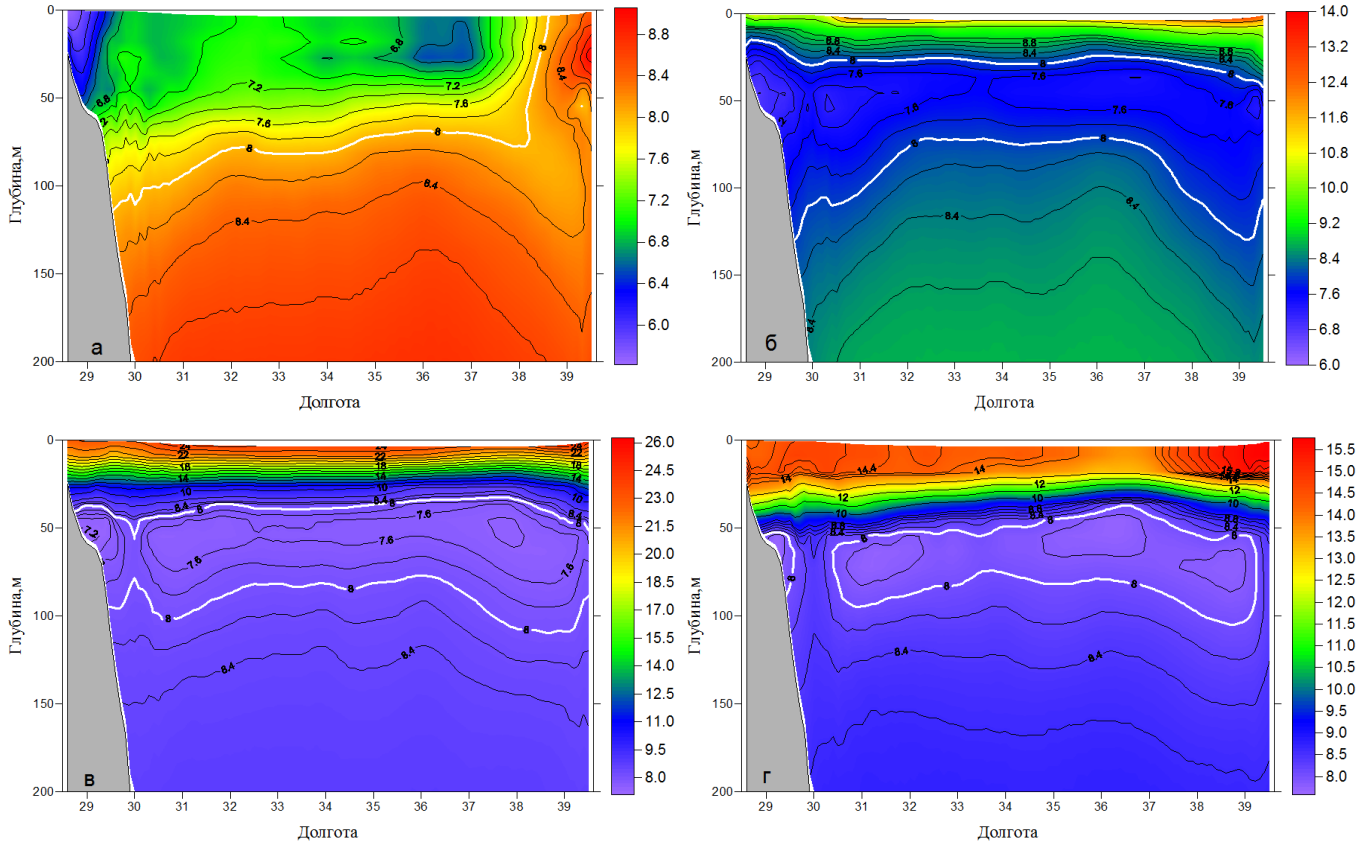


Рис.2.18 Распределение температуры (˚С) на вертикальном разрезе вдоль 43,7˚N: *а* – зима; *б* – весна; *в* – лето; *г* – осень

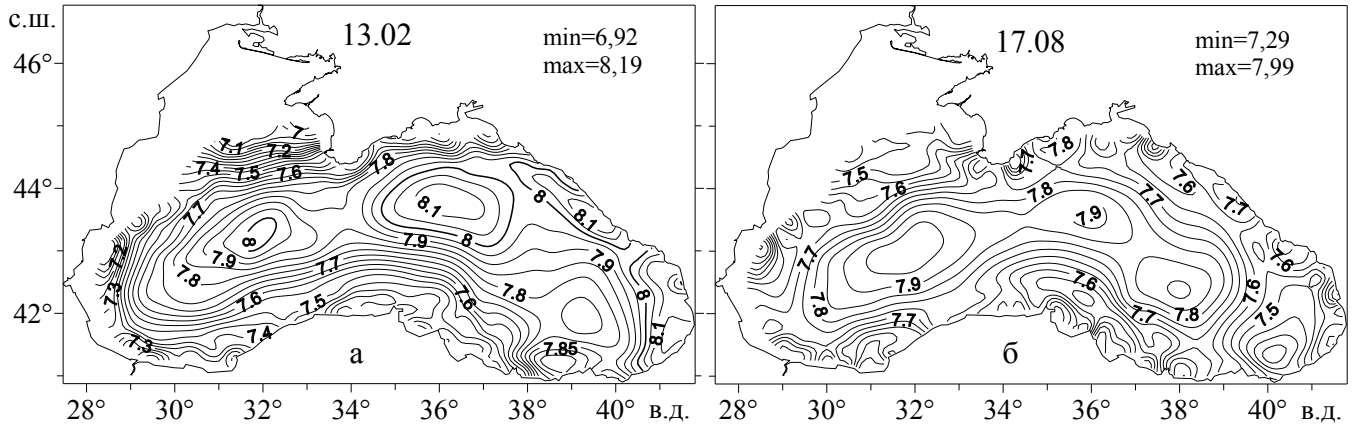


Рис.2.19 Распределение температуры на 75 м (°С): а – зимой; б – летом

На вертикальном разрезе поля температуры вдоль 43,7°с.ш. отмеченные процессы наблюдаются с начала января до конца марта. В это время нижняя граница холодных вод у материкового склона достигает глубин ~125 м и более, а температура на поверхности, за исключением небольшого пятна теплой воды восточнее 36°30’в.д., меньше 8°С.

В период с середины февраля и до конца марта на разрезе 43,7°с.ш. нижняя граница холодных вод медленно заглубляется. В районах подъема вод наблюдается куполообразное отклонение изолиний температуры. С появлением в результате прогрева в конце марта поверхностной воды с температурой больше 8°С на востоке начинается процесс формирования нового ХПС. Он заключается в постепенном нагревании воды на поверхности, опускании и горизонтальном выравнивании верхней 8 – градусной изотермы. Этот процесс длится до конца апреля. В этот период на рассматриваемом разрезе (в глубоководной части его) в слое от поверхности до глубины ~15 м устанавливается температура воды примерно 10 – 11°С. Верхняя граница ХПС располагается на глубинах немного больше 25 м, нижняя граница – примерно на глубине 75 м.

В мае–июне поверхностная температура увеличивается с 13°С до 21°С, а ХПС медленно заглубляется (рис. 2.18*б*). В летний период пространственно–временная эволюция ХПС происходит таким образом, что его толщина меняется незначительно.

С августа толщина ХПС постепенно уменьшается в основном за счет заглубления верхней границы (рис. 2.18*в*). Вместе с тем, как это видно на рис. 2.19*б*, в августе нижняя граница ХПС располагается глубже, чем в другие сезоны. Отметим, что в структурах полей четко видны мезомасштабные антициклонические вихри с пониженными значениями температуры: Севастопольский, Сакарьякский, Кизилирмакский и Батумский. Менее отчетливо видны вихри у Кавказского побережья и у мыса Калиакра.

Процесс уменьшения толщины слоя холодной воды длится до второй декады ноября. В ноябре происходит разрыв ХПС как сплошного слоя холодных вод (рис. 2.18*г*).

В декабре холодная вода (T < 8°C) проявляется на глубинах 50 – 75 м в виде отдельных не связанных между собой пятен толщиной порядка 20 –50 м. На зональном разрезе в конце декабря на западе Черного моря вследствие осеннее – зимнего выхолаживания и горизонтальной адвекции образуется вода с температурой < 8°C. С января описанный процесс обновления и формирования холодных вод в деятельном слое моря повторяется.

Сезонная изменчивость климатической солености Черного моря. Карты солености на глубине 100 м (рис. 2.20) отражают структуру крупномасштабной циркуляции моря в области постоянного галоклина. Во все сезоны выделяется сгущение изохалин вдоль ОЧТ. Сезонно меняющаяся структура полей солености в областях циклонических круговоротов определяет структуру поверхностных геострофических течений (рис. 2.16). Так, распределения солености характеризуются наличием одного ядра высокой солености: зимой – в восточной половине моря (рис. 2.20а и рис. 2.16а), весной – в западной половине (рис. 2.20б и рис. 2.16г). Летом и осенью видны два центра высокой солености, соответствующие восточному и западному циклоническим круговоротам (рис. 2.20в, г и рис. 2.16в, г).

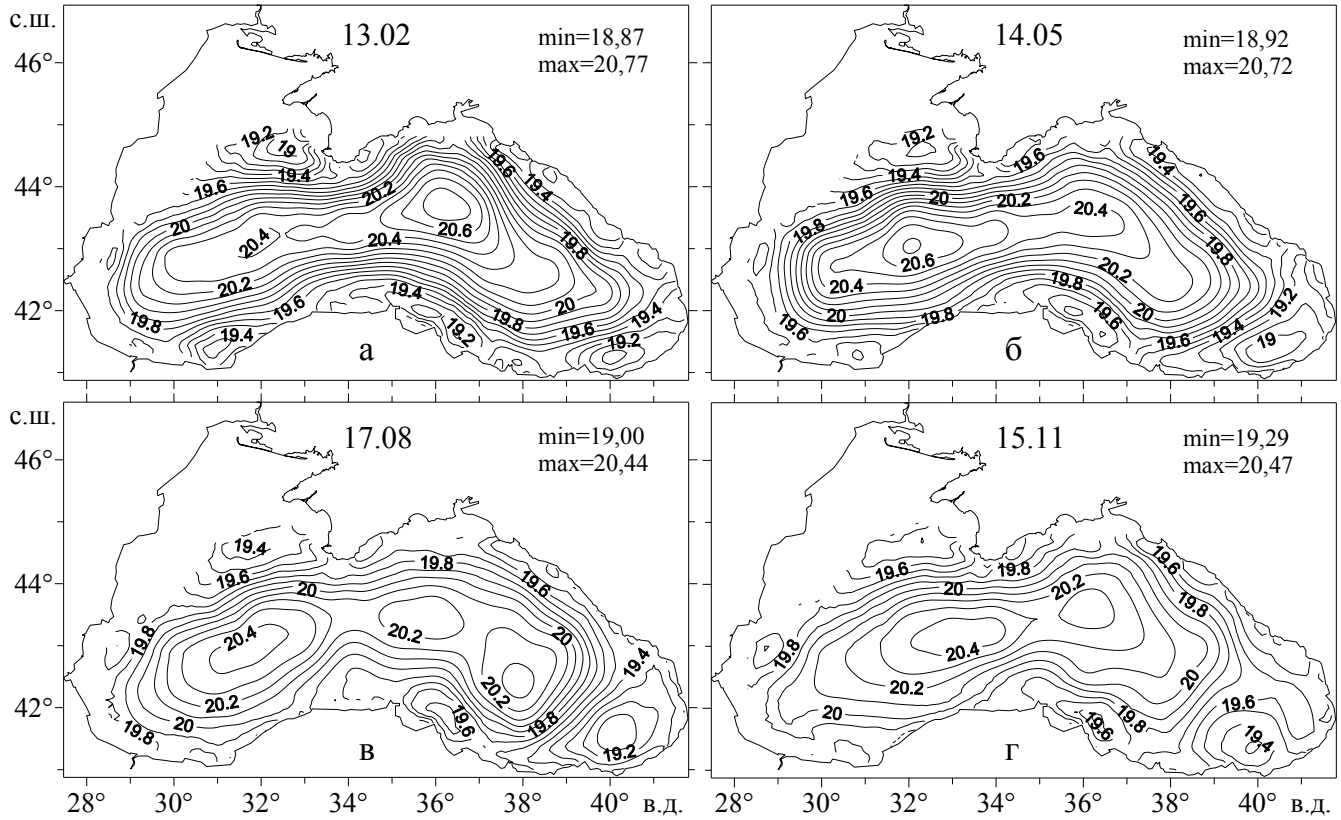


Рис.2.20 Распределение солености (‰) на 100 м:

а – зима; б – весна; в – лето; г – осень

В распределениях солености на 100 м более четко выделяются те же антициклонические вихри (с пониженными значениями солености), что и в температуре. В дополнение к ним видны: Калиакрский (август, ноябрь), Кавказские, Ялтинский (во все сезоны) мезомасштабные вихреобразования.

Распределение солености в слое 0 − 200 м зимой и летом показано на вертикальном разрезе (рис. 2.21). В зимне-весенний период наблюдается подъем основного галоклина (пикноклина) (рис. 2.21*а*), обусловленный интенсификацией завихренности ветра (см. ниже рис. 2.22*а*) согласно [349]. Вертикальная адвекция в этот период времени в области восточного циклонического круговорота выше, чем в летне–осенний период (рис. 2.21*а*, *г*). На западном и восточном материковых склонах соленость ниже, чем в глубоководной области моря. Минимальная соленость на разрезе по 43,7°с.ш. наблюдается на поверхности в северо–западном районе, т.е. в области близкой к устью Дуная, причем, зимой она равна 17,34 ‰, летом – 17,01 ‰.

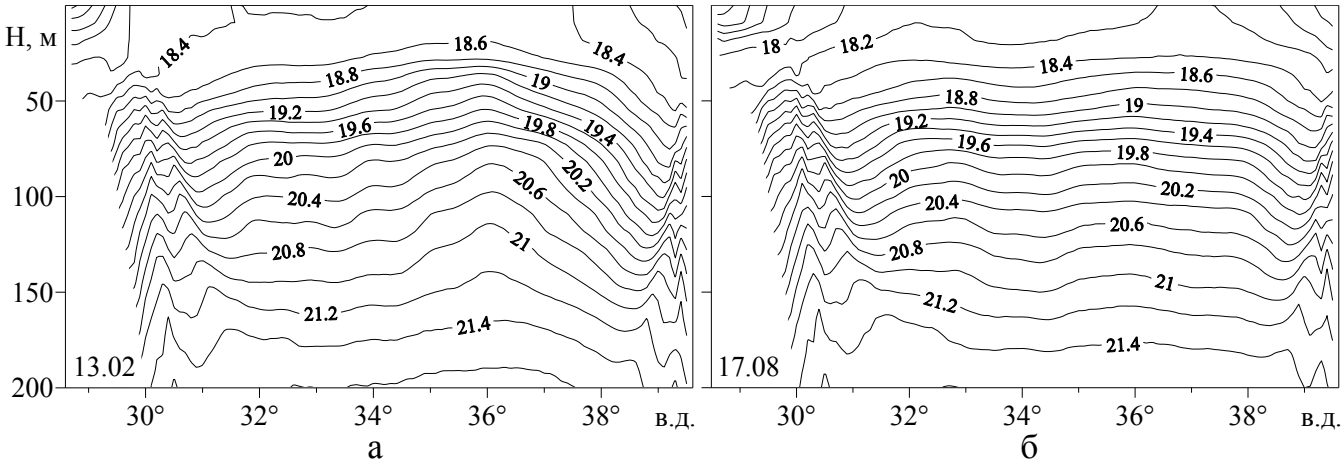


Рис. 2.21 Распределение солености (‰) на вертикальном разрезе вдоль 43,7˚с.ш.: а – зима; б – лето.

Сезонная изменчивость течений Черного моря. Общее представление о внутригодовой изменчивости и интенсивности климатической циркуляции дает вертикально-временная диаграмма средней по акватории моря кинетической энергии (КЭ) течений, приведенная на рис.2.22. Видны следующие особенности в распределении средней кинетической энергии. Формирование климатических течений в верхнем слое моря (~5м) обусловлено сезонно меняющимися на поверхности моря полями касательного трения ветра.

В этом слое кинетическая энергия достигает сравнительно больших значений в периоды времени: 15марта (58 см^2/с^2 – на поверхности и 52 см^2/с^2 – на 5 м) и 29 июля (46 см^2/с^2 – на поверхности и 32 см^2/с^2 – на 5 м). В период с 7 сентября по 6 ноября в рассматриваемом слое моря значения КЭ относительно малы (23–28 см^2/с^2). Наибольшая по интенсивности циркуляция вод по всей глубине бассейна наблюдается в марте (15.03), наименьшая – в октябре (11.10). С конца первой декады июня до конца первой декады августа слой 10 – 60 м в целом характеризуется тем, что в нем кинетическая энергия изменяется по глубине гораздо слабее, чем в слоях над ним и под ним (рис. 2.22б). Отмеченные особенности вертикального распределения средней по морю КЭ отражаются и на картах течений.

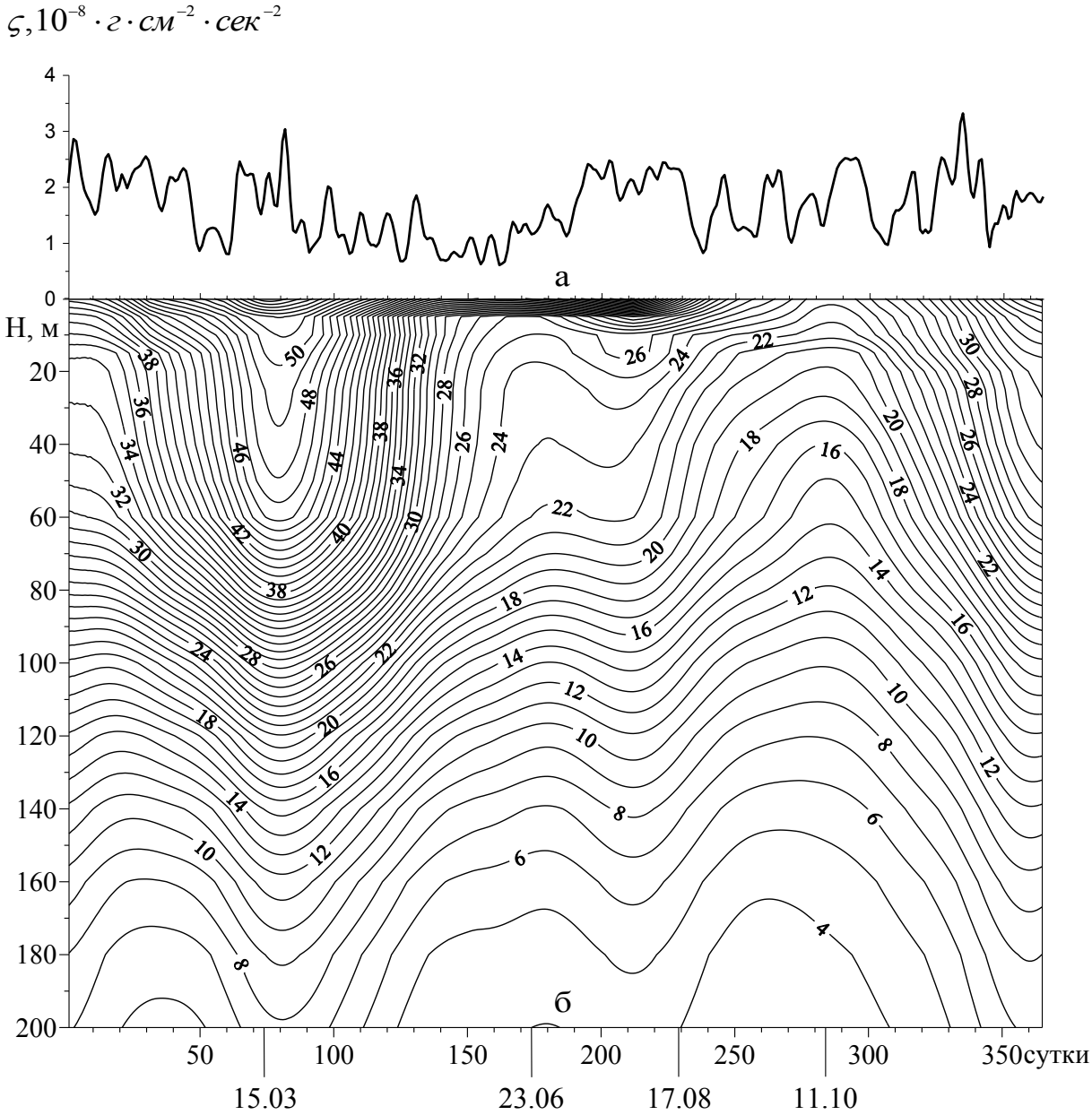


Рис.2.22 Годовой ход осредненного по акватории моря вихря скорости ветра (а) и вертикально – временная диаграмма средней по акватории моря кинетической энергии ($см^2/с^2$) (б)

Структура поверхностных течений в характерные периоды годового цикла (на рис. 2.22 эти даты указаны по оси абсцисс) дана на рис. 2.23. Видно, что во второй декаде марта (зима) циркуляция вод наиболее интенсивна. Большие скорости течений получены в струе ОЧТ юго–западнее Крымского полуострова и в зоне северо – западного материкового склона (рис. 2.23*а*). В этот период времени четко

выражены восточный и западный циклонические круговороты. Справа от ОЧТ видны Сакарьякский, Синопский, Кизилирмакский, слабо выраженный Батумский, Севастопольский и Калиакрский антициклоны.

Весной в рассматриваемом слое течения ослабевают. Для конца июня (рис.2.23*б*) на поверхности моря характерно усиление восточного круговорота. В тоже время в структуре геострофических течений преобладает западный круговорот (рис.2.24*а*). Западный циклонический круговорот на рис.2.23*б* плохо выражен вследствие усиления дрейфовой компоненты скорости течений. По этой же причине геострофическая компонента скорости в северо-западном антициклоне не проявилась совсем (рис.2.23*б* и рис.2.24*а*). Относительно большие скорости течений видны над северо – западным материковым склоном. Батумский антициклон сместился к юго – западу, Севастопольский и Калиакрский вихри отсутствуют. Интенсивность течений от июня к июлю несколько усиливается, что соответствует кривой на рис.2.22*а*. С начала августа по конец второй декады октября средняя по поверхности моря КЭ уменьшается, достигая 11.10 минимального значения равного 23,37 $см^2/с^2$. В августе интенсивность поверхностных течений меньше июньских (рис.2.23*в*). Дрейфовые течения в зоне западного циклонического круговорота и на северо – западе моря подавляют геострофическую компоненту течений (см. также рис.2.16*в*). Из отмеченных в июне антициклонических вихрей в августе проявляются лишь Синопский, Сакарьякский и Батумский. Структура восточного циклонического круговорота изменилась мало. Поверхностные течения являются наименее интенсивными в период времени, когда средняя по поверхности моря кинетическая энергия достигает минимального значения (рис.2.22*г*). Градиентная составляющая поверхностных течений, кроме северо–западной области моря, превалирует над дрейфовой компонентой (рис.2.23*б* и рис.2.22*г*). В этот период отмечаются Синопский, Сакарьякский, Батумский и Севастопольский антициклоны. Большие скорости течений получены в относительно интенсивной и узкой струе ОЧТ у берегов Западной Анатолии.

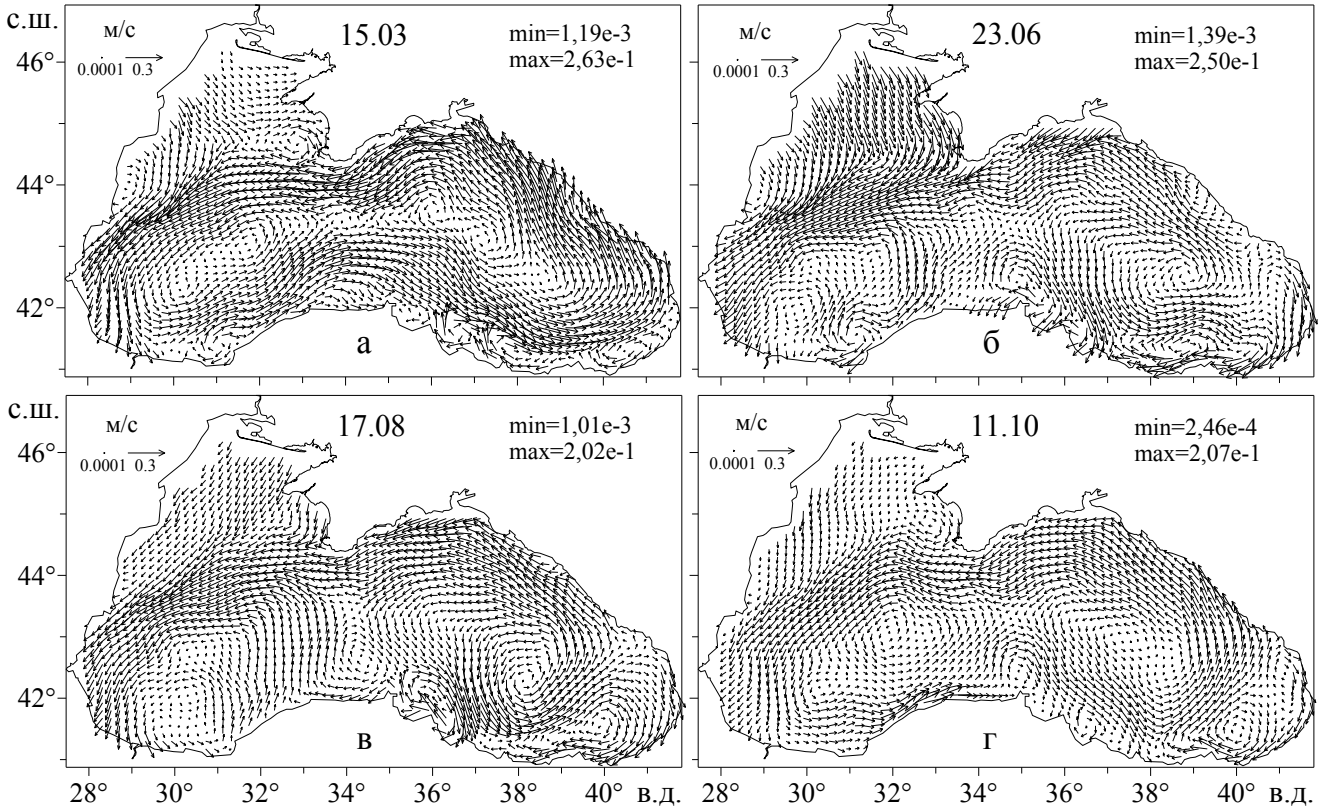


Рис.2.23 Течения на поверхности моря:

а – в марте; б – в июне; в – в августе; г – в октябре

Глубже скорости течений уменьшаются. Как было отмечено выше, в распределении кинетической энергии в период июня – августа существует относительно однородный по динамике вод слой толщиной 10–60 м (рис.2.22*б*).

Анализ структуры полей температуры, солености (плотности) в этом слое выявил слабую пространственную изменчивость. Возможно, это связано с последствием формирования более однородного ХПС в этот переходный от весны к лету период времени. Для примера структура течений в этом слое приведена на рис.2.24*в*. На глубине 50 м видны широкая струя ОЧТ равномерной интенсивности и два циклонических круговорота – восточный и западный. Справа от струи ОЧТ расположены Сакарьякский, Синопский, Кизилирмакский, Батумский, Кавказский (г. Туапсе) и Севастопольский антициклонический вихри. Течения такой же структуры и интенсивности получены на остальных горизонтах отмеченного слоя воды.

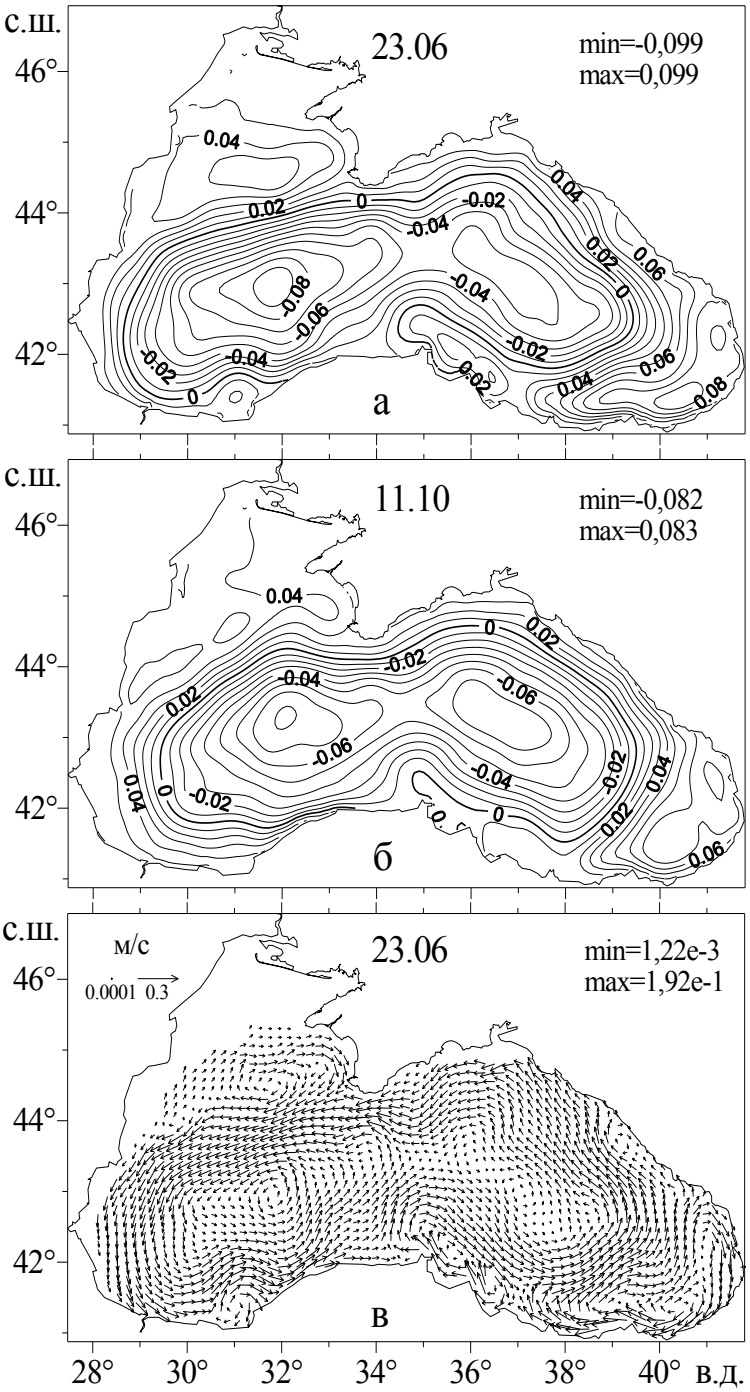


Рис.2.24 Топография уровня моря (м) в июне (а) и в октябре (б) и течения на 50 м в июне (в)

Климатические течения на 100 метрах отражают циркуляцию моря в слое постоянного галоклина (пикноклина). Видно, что ОЧТ на этой глубине существует во все сезоны года. Заметно, также, что течения на этом горизонте испытывают значительную сезонную изменчивость.

Максимальная скорость наблюдается зимой (0,25 м/с) (рис.2.25*а*). В этот период в Сакарьякском, Кавказском и Севастопольском вихрях скорости течений небольшие (0,03 – 0,05 м/с). Циркуляция вод в Кизилирмакском и Батумском антициклонах более интенсивная (до 0,15 м/с). В июне интенсивность ОЧТ на 100 м ослабевает (рис.2.25*б*). Западный циклонический круговорот выражен четче восточного. Синопский антициклон объединился с Кизилирмакским. Батумский вихрь, как и в марте, прижат к побережью Турции и Грузии. Максимальная скорость на данном горизонте наблюдается в Батумском антициклоне (0,15 м/с).

В соответствии с вертикально-временной диаграммой средней по акватории КЭ течения на 100 м к августу ослабевают (рис.2.25*в*). Для летнего гидрологического сезона (август) характерно наличие как западного, так и восточного циклонических круговоротов. Синопский, Кавказский и Севастопольский вихреобразования характеризуются весьма слабой интенсивностью. В отличие от них Кизилирмакский и Батумский антициклоны заметно усилились. Именно в этих вихрях наблюдаются максимальные скорости течения (до 0,13 м/с).

Циклонические и антициклонические вихри являются слабо интенсифицированными в период минимума средней кинетической энергии (рис.2.25*г*). Максимум модуля вектора скорости течений достигает значения равного 0,12 м/с. Прослеживаются как западное, так и восточное кольца циркуляции.

Особенности в распределениях течений на 200 м рассмотрим в периоды максимальной и минимальной значений средней по акватории кинетической энергии (рис.2.26). Циркуляция в марте на этой глубине менее напряженная, чем на 100 м (рис.2.26*а*). Большие скорости в ОЧТ наблюдаются на свале глубин у Крымского полуострова и на западе бассейна. Ярче выражены Синопский и Кавказский (г. Туапсе) антициклоны. Севастопольский вихрь отсутствует. В октябре течения с глубиной также уменьшаются (рис.2.26*б*). На глубине 200 м западный циклонический круговорот имеет двуядерную структуру. Площадь, занимаемая Батумским вихрем, увеличилась. У побережья Кавказа видны два антициклонических вихря: возле Новороссийска и Туапсе.

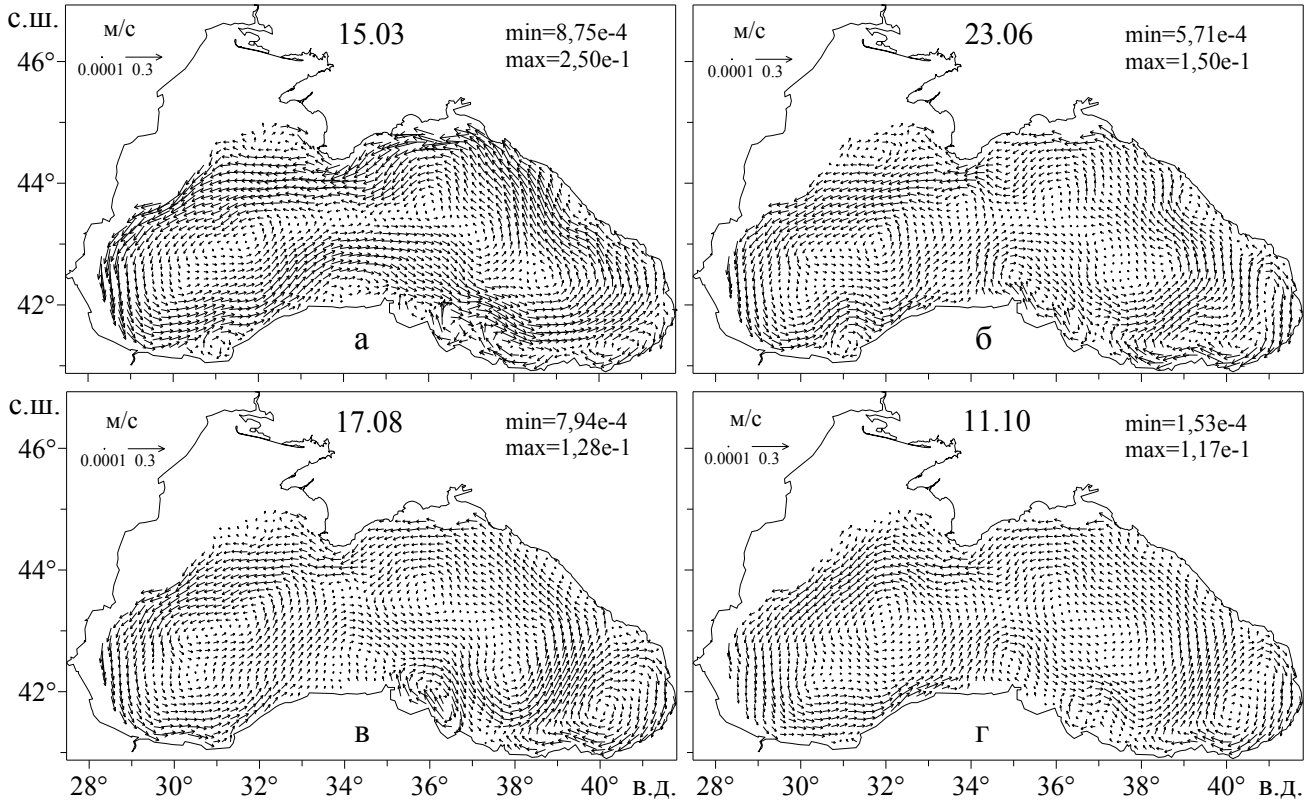


Рис. 2.25 Течения на 100 м: а – в марте; б – в июне; в – в августе; г – в октябре

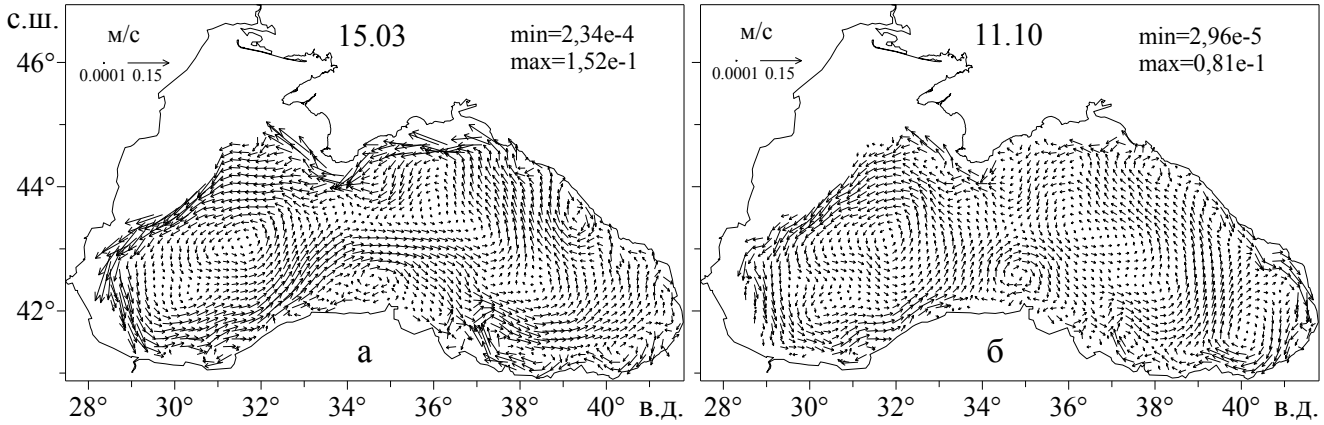


Рис.2.26 Течения на глубине 200 м: а – в марте; б – в октябре

Резюме. Реконструирована сезонная изменчивость климатических гидрофизических полей Черного моря с дискретностью по времени 5 суток на основе модели циркуляции в *σ*-координатах, включающей упрощенный алгоритм

ассимиляции климатических данных о температуре и солености. Анализ проведенных расчетов позволяет сделать следующие выводы.

Максимальный перепад уровня моря, градиенты которого характеризуют поверхностные геострофические течения, наблюдается в зимний период. Градиенты уровня минимальны в октябре. В полях уровня моря воспроизводится система квазистационарных антициклонических вихрей, располагающихся справа от струи Основного черноморского течения. Наиболее крупный среди них – Батумский юго–восточный антициклонический вихрь прослеживается на протяжении всего года.

Наиболее яркая особенность вертикальной термической структуры вод Черного моря – холодный промежуточный слой хорошо проявляется в распределениях температуры на широтном разрезе 43,7°N. Синтез результатов моделирования и климатических данных подтверждает основные механизмы формирования ХПС: зимняя проникающая конвекция в локальных областях и адвекция господствующими течениями холодных вод, образующихся в северо–западном мелководном районе, по всей акватории моря. Важными является включенная в модель параметризация процессов вертикального перемешивания на основе модели турбулентности Меллора-Ямады [391].

Распределения солености в области постоянного галоклина характеризуются наличием одного ядра высокой солености: зимой – в восточной половине моря, весной – в западной половине. Летом и осенью видны два центра высокой солености, соответствующие восточному и западному циклоническим круговоротам. Такая изменчивость циклонических круговоротов, по-видимому, определяется распространением волн Россби, излучаемых у восточного берега моря [349]. Подъем основного галоклина (пикноклина) моря замечен в зимне-весенний период. Он обусловлен интенсификацией циркуляции вод моря в это время.

Вертикально-временная диаграмма средней по акватории моря кинетической энергии дает общее представление о внутригодовой изменчивости и интенсивности климатических течений. Наибольшая по интенсивности циркуляция вод по всей глубине бассейна наблюдается в марте, наименьшая– в октябре.

В структуре поверхностных течений в характерные периоды годового цикла выделяются: Основное черноморское течение; восточный и западный циклонические круговороты; антициклонические вихри справа от ОЧТ. Батумский и Кизилирмакский антициклоны прослеживаются в течение всего года. Циркуляция поверхностных вод наиболее интенсивна во второй декаде марта. В июне и августе Экмановские течения в зоне западного циклонического круговорота и в северо – западной части моря подавляют геострофическую компоненту течений. Поверхностные течения являются наименее интенсивными в октябре.

В слое постоянного галоклина (100 м) ОЧТ существует во все сезоны года. В Сакарьякском, Кавказском и Севастопольском вихрях скорости течений небольшие (~0,03–0,05 м/с). Максимальная скорость на данном горизонте наблюдается в Батумском антициклоне (0,15 м/с). Циклонические круговороты и антициклонические вихри являются слабо интенсифицированными в период минимума средней кинетической энергии (октябрь).

Распределения течений на 200 м в различные периоды годового цикла подобны тем, которые наблюдаются на 100 м. Однако интенсивность течений существенно меньшая.

2.4. Ретроспективный анализ гидрофизических полей Черного моря

Изучение долговременных изменений термохалинных и динамических характеристик вод океанов и морей, определяемых многолетней нестационарностью внешних факторов, является весьма актуальной задачей оперативной океанографии. Это обусловлено необходимостью решения целого ряда задач прикладной региональной океанографии, требующих знания изменений климата моря, в частности в связи с возрастающим уровнем антропогенной нагрузки на морскую среду.

Исследование процессов многолетней трансформации структур гидрофизических параметров моря представляет собою весьма сложную задачу. Для этого необходимы длинные ряды наблюдений во всем море, либо в интересующих

районах изучаемого бассейна. Такие наблюдения имеются лишь в некоторых точках моря и не могут служить основой для выводов о тенденциях гидрофизических параметров, характерных для всего водоема.

Описанию долговременной изменчивости термохалинной структуры вод Черного моря с привлечением разного рода данных посвящен целый ряд работ. Так, в [14] в основном изучается реакция полей солености и температуры на изменение стока рек. В работах [12,15,23] наиболее полно обобщены результаты этих исследований. В работах [144,195] исследуется долговременная изменчивость геострофической циркуляции Черного моря. В [82] проведено сопоставление термохалинных и динамических характеристик Черного моря, восстановленных по двум версиям климатических полей температуры и солености [3,12]. Работа [147] посвящена выявлению трендов в поведении температуры и солености в западной части Черного моря в холодный период года по данным наблюдений, проведенным во второй половине прошлого века. В то же время долговременные тенденции в изменчивости термохалинных параметров моря глубже 500 м практически не изучены. Можно упомянуть лишь сравнительно недавнюю работу [145], посвященную анализу пространственно-временной изменчивости глубоководных характеристик температуры и солености в западной и восточной частях моря.

Отметим, что во многих из упомянутых выше работ выводы о тенденциях изменчивости гидрофизических параметров сделаны для отдельных областей моря, а систематизированных сведений о многолетней изменчивости гидрофизических характеристик во всем Черном море до сих пор практически не было, поскольку задача осложнялась разрозненностью по пространству и нерегулярностью во времени данных гидрологических измерений, проводившихся почти до конца 1950-х годов. Начиная с 1957 по 1994 гг. начали выполнять ежемесячные крупномасштабные гидрологические съемки Черного моря. Появилась возможность использовать данные измерений температуры и солености морской воды с целью восстановления многолетней межгодовой изменчивости состояния Черного моря для определенных периодов времени.

При этом на первый план выдвигаются задачи анализа долговременной изменчивости гидрофизических полей, восстановленных на базе накопленных натурных данных измерений и численных моделей циркуляции - ретроспективный анализ (реанализ). Отметим, что такого рода задачи применительно к бассейну Черного моря до сих пор не решались.

В [257] отмечается, что на сегодняшний день, пожалуй, единственным способом описать долговременную изменчивость океана от самых малых до самых больших пространственных и временных масштабов является реанализ, восстанавливающий полную трехмерную картину объекта как функцию времени.

Что такое реанализ? Сферы использования продуктов реанализа. В настоящее время широко принятым определением реанализа океана является метод комбинирования общей модели циркуляции, в которой внешние возбуждающие факторы обусловлены историческими оценками поверхностного ветра, потоками тепла и пресной воды на его границах, с историческими наблюдениями океана на основе некоего алгоритма усвоения данных в целях реконструкции исторических изменений состояния океана [429].

Данные исторических наблюдений, как правило, редки и недостаточны для понимания долгопериодной изменчивости океанов и морей и их циркуляции. Использование методов ассимиляции данных в сочетании с современными численными моделями дает возможность интерполировать исторические наблюдения на всю область океана.

По сути, реанализ является научным методом производства всеобъемлющего набора данных о том, как погода и климат меняется с течением времени. В реанализе, наблюдения и численная модель комбинируются, чтобы получить синтезированную оценку состояния системы. Реанализ обычно растягивается на несколько десятилетий или даже дольше. Продукты реанализа широко используются в климатических исследованиях, в том числе для мониторинга и сопоставления текущих климатических условий с прошлыми, для выявление причин колебаний и изменений климата, а также климатических прогнозов. Информация, полученная в результате реанализа, в последнее время все чаще используются в

коммерческих и бизнес-приложений в таких секторах, как энергетика, сельское хозяйство, водные ресурсы, а также страхование [425].

Данные реанализа могут быть использованы при исследовании долгопериодной изменчивости экосистемы и биохимической структуры океана [204,226,336]. Также реанализ может предоставить основу для всеобъемлющей валидации моделей циркуляции [226,263].

Сопоставление результатов реанализа и расчетов без ассимиляции данных позволяет выявить недостатки прогностических моделей и процедур ассимиляции.

Кроме того, реанализ является полезным для выявления и исправления недостатков в массивах данных наблюдений [263].

Следует отметить, что результаты оперативного анализа, производимого (даже с помощью современных систем диагноза и прогноза) в режиме реального времени для оценки текущего состояния моря, не могут заменить данных реанализа [219], т.к. не могут быть использованы для исследования долговременной изменчивости, ввиду того, что структурные изменения (разрешение модели, схемы ассимиляции, тип данных), периодически вносимые в оперативную практику, влияют на точность анализа и делают неоднородным по качеству оценки состояния моря. В то же время более качественные продукты могут быть получены ретроспективно путем реанализа с фиксированной моделью циркуляции и с фиксированной схемой усвоения данных, в которых используются наилучшие на текущий момент параметризации и алгоритмы. Ретроспективный анализ, или реанализ дает возможность извлечения дополнительной информации из набора данных, полученных апостериори с помощью улучшенного алгоритма обработки. Таким образом, реанализ может способствовать более корректной идентификации процессов, ответственных за наблюдаемую изменчивость, а также за масштабы отклика на эти процессы. Кроме того, продукты реанализа могут предоставить соответствующую информацию о том, как разрабатывать соответствующие системы наблюдения и оптимизировать стратегии океанических наблюдений, особенно при исследовании сигналов климатических изменений.

Первые работы по океаническому реанализу появились в начале 2000-х годов [368]. И в большинстве пионерских работ ассимилировались данные одного типа, например, данные гидрологических зондирований или данные альтиметрических спутниковых наблюдений. Впоследствии появились модели, в которых усваиваются разнородные наблюдения, что позволяет использовать все доступные типы данных [257].

В данном подразделе решается задача реанализа состояния Черного моря за период времени с 1971 по 1993 гг. на основе описанной в предыдущем подразделе *б*-координатной модели циркуляции [78,84,338].

Используется метод усвоения данных измерений температуры и солености, в котором численная модель Черного моря, управляемая данными о поверхностном воздействии на границах области, обеспечивает первое приближение изменчивости состояния Черного моря, которое затем корректируется данными измерений гидрофизических параметров по глубине. Получаемая в результате такой процедуры оценка состояния будет более точной, чем, если ее получать только по данным измерений или только посредством численного моделирования.

2.4.1. Алгоритм расчета и данные, используемые для реанализа.

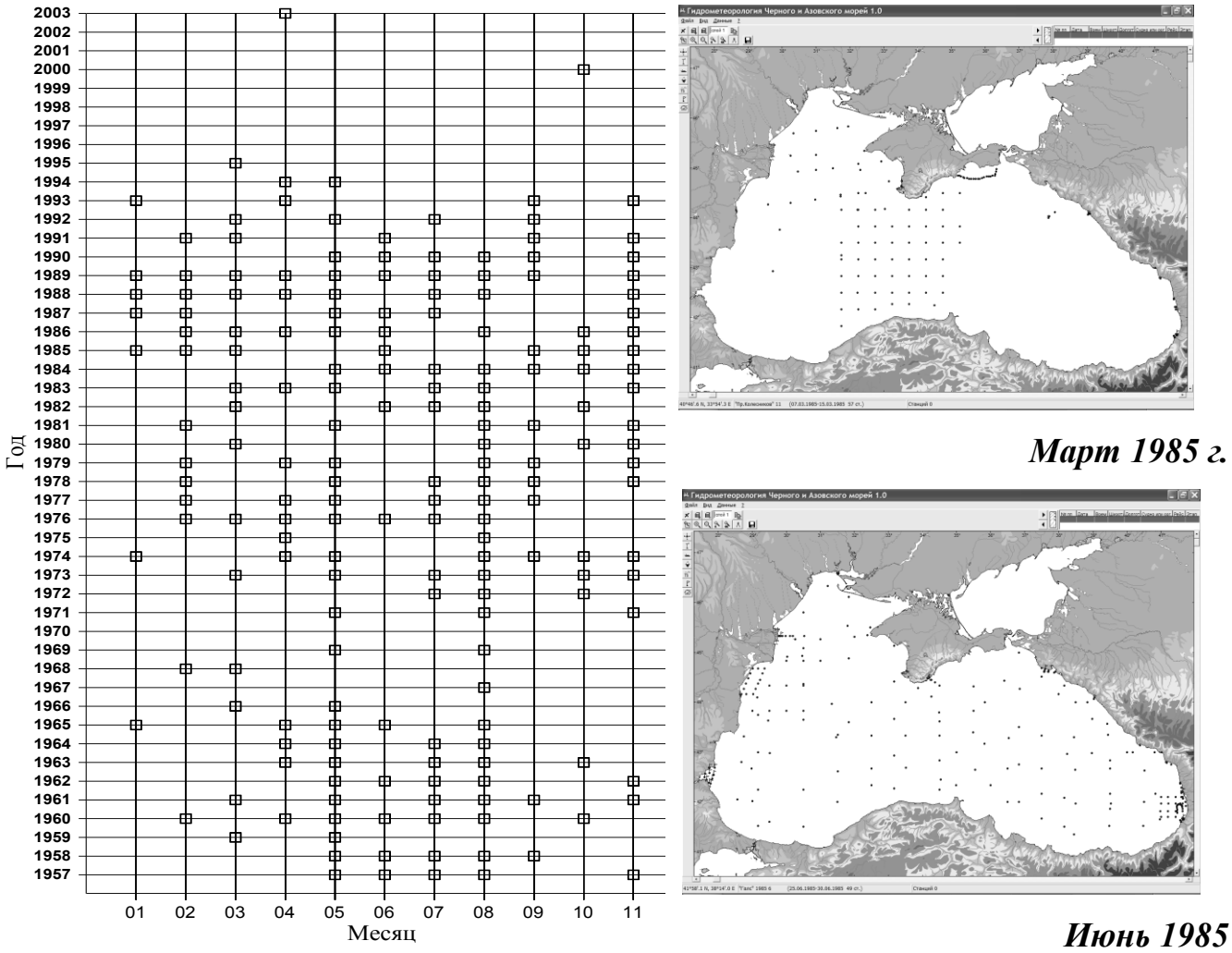
Качество воспроизведения эволюции трехмерных гидрофизических полей Черного моря зависит как от уровня физической адекватности численной прогностической модели циркуляции, так и от плотности гидрологических наблюдений. Вплоть до середины 50-х годов прошлого столетия гидрологические измерения в Черном море отличались крайней разрозненностью по пространству и нерегулярностью во времени. И только, примерно, с 1957 начали выполняться относительно регулярные крупномасштабные съемки с измерениями температуры и солености морской воды. На рис. 2.27а приведено распределение съемок для каждого месяца года на интервале времени с 1957 по 2003 гг. На этом интервале выделяются четыре периода с разной плотностью гидрологических съемок: 1957–1965, 1966–1970, 1971–1993 и 1994–2003 гг. Наиболее обеспеченные наблюдениями

температуры и солености являются два периода: 1957–1965 и 1971–1993 гг. Остальные интервалы времени характеризуются отсутствием съемок в отдельные годы, либо малым их количеством в течение года (1–2 съемки). Хорошо видно, что измерения, в основном, выполнялись в теплое время года. Так, например, в марте 1985 г. было выполнено более 300 измерений температуры и солености на различных горизонтах, а в июне – более 700 (рис.2.27б). Иными словами, гидрологические съемки были нерегулярными как по пространству, так и по времени.

Наибольшей интенсивностью проведения океанографических работ в Черном море характеризуется период с 1971 г. по 1993 г., общее количество станций в этот промежуток времени составило 101 тыс. В это время было выполнено 67 гидрологических съемок, практически полностью охватывающих акваторию моря, и 72 съемки отдельно в западной или восточной части бассейна. Летний сезон наиболее обеспечен данными наблюдений, в августе было выполнено 12,5 тыс. станций. Зимний сезон имеет гораздо меньшую обеспеченность: количество станций минимально в январе – 3,5 тыс. станций.

Максимальное число гидрологических съемок приходится на вторую половину 1980-х гг., в отдельные месяцы 1986 и 1987 гг. количество станций превышало 1 тыс. На горизонте 50 м количество данных сокращается в 3 раза, на 200 м – в 5 раз. Обеспеченность для глубинных слоев составляет 5,5 тыс. станций для горизонта 1000 м и 927 станций для 2000 м. В северной части моря (>43,5° с.ш.) выполнена основная часть океанографических работ – 70% общего числа станций. Западная часть моря (<34° в.д.) лучше обеспечена данными, чем восточная часть – 65% и 35%, соответственно.

Следует также отметить, что после 1995 г. глубоководные измерения в Черном море выполнялись весьма редко. Исходя из вышесказанного реанализ был выполнен для интервала времени 1971 – 1993 гг., когда плотность гидрологических съемок была наибольшей [338].



а б

Рис. 2.27 Распределение гидрологических съемок для каждого месяца года на интервале времени с 1957 по 2003 гг.(а) и примеры пространственного распределения гидрологических съемок по акватории Черного моря (б) в марте (вверху) и в июне (внизу) 1985 г.

Процедура подготовки данных о температуре и солености для ассимиляции в модели включала в себя несколько этапов и опиралась на использование результатов восстановления климатической изменчивости полей Черного моря, полученных в разделе 3.3.3 [84,133,134,338].

Во-первых, были рассчитаны [133] автокорреляционные функции климатических полей температуры и солености для различных горизонтов и сезонов года с учетом анизотропии и в предположении однородности, а также

временные корреляционные функции климатических полей температуры и солености для различных горизонтов в предположении нестационарности. Автокорреляционные функции климатических полей температуры и солености были вычислены по различным направлениям через каждые 10° для зимы (февраль), весны (май), лета (август) и осени (ноябрь) на горизонтах 10, 50, 105, 200, 500, 1000 и 1500 м. На всех горизонтах для всех сезонов зависимость интервала пространственной корреляции полей температуры и солености от угла хорошо аппроксимируется эллипсом. Большая полуось эллипса корреляции поля температуры на 10 м меняет наклон относительно зонального направления в зависимости от сезона. При этом радиус корреляции вдоль малой и большой полуосей эллипса меняется незначительно. На всех горизонтах во все сезоны (кроме горизонта 50 м зимой) ориентация изокоррелят поля температуры близка к зональной. На глубине 50 м в летний сезон получен минимальный радиус корреляции вдоль обеих полуосей эллипса, что связано с однородным распределением температуры в холодном промежуточном слое, располагающимся в окрестности этого горизонта. Корреляционные функции полей солености характеризуются тем, что во все сезоны, кроме осени, на глубине 10 м большая полуось эллипса корреляции имеет положительный наклон относительно зонального направления равный ~40°, а осенью ~20°. На остальных горизонтах во все сезоны изокорреляты поля S вытянуты в зональном направлении и наклон оси эллипса почти не меняется.

Корреляционные функции аппроксимировались экспоненциальными зависимостями методом наименьших квадратов. При аппроксимации автокорреляционных функций отклонением большой оси эллипса от зонального направления пренебрегали.

Во-вторых, данные измерений температуры и солености были подвергнуты количественному контролю, который выполнялся в два этапа. Первый этап осуществлялся перед выполнением процедуры получения ежемесячных массивов данных измерений температуры и солености в точках сетки модели по традиционной схеме [12]. На втором, дополнительном, этапе контроля,

осуществляемом в процессе отмеченной процедуры, анализировались отклонения измеренных значений от климатических величин [133]. Когда эти разности превышали три стандартных отклонения, то такие измерения отбраковывались.

В-третьих, был восстановлен непрерывный ряд ежемесячных массивов натурных данных посредством оптимальной интерполяции отклонений от климата данных измерений на станциях в узлы сеточной области модели для всего периода ретроспективного анализа (275 месяцев). При этом данные измерений температуры и солености выбирались из временного окна ±45 дней. Вклад измерений, отстоящих по времени на величину Δt от выбранного месяца, определялся с помощью рассчитанной корреляционной функции по времени. Такой способ получения ежемесячных натурных данных позволяет каждому конкретному измерению неоднократно участвовать в дальнейшем в процедуре усвоения данных, а также позволяет заполнить информацией временные интервалы, в которых измерения не производились. Таким образом, удается значительно уменьшить негативное влияние на результаты расчетов неоднородности пространственно-временного распределения данных измерений.

Ежемесячные поля натурных данных были восстановлены на 36 горизонтах: 0, 5, 10, 16,…, 52, 60, 68, …, 100, 110, 120, 135, 150, 175, 200, 250, 300, 400,…, 600, 750,..., 1350, 1550,…, 2150 м, при этом глубже 300 м использовались климатические данные о температуре и солености.

И наконец, одновременно с процедурой оптимальной интерполяции были рассчитаны ежемесячные поля относительных дисперсий ошибок оптимальной интерполяции температуры и солености, при этом ошибка измерений предполагалась равной нулю.

Атмосферное воздействие. Данные об атмосферном воздействии были подготовлены на основе средиземноморского массива глобального реанализа ERA-40, созданного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды ECMWF [468] с пространственном разрешением 1,125°×1,125° и временной дискретностью 6 часов. Исходные поля ERA–40 были пересчитаны методом оптимальной интерполяции на сетку модели и сглажены 9–точечным фильтром Гаусса тремя итерациями. Для

проведения вычислений использовались следующие характеристики: направление и скорость ветра на высоте 10 м, температура на поверхности моря T_S, потоки коротковолновой Q_{SWR} и длинноволновой радиации Q_{LWR}, потоки явного Q_{SN} и скрытого тепла Q_L, обложные P_{LS} и конвективные осадки P_C, и испарение E. По ним вычислялись значения параметров в правой части соотношения (3.24):

$$Q_T = Q_{LWR} + Q_{SN} + Q_L + Q_{SWR} + 1.25 \cdot 10^{-5} \cdot (T_S - T) \tag{2.77}$$

$$Q_S = -S \cdot (E - P_{LS} - P_C) \tag{2.78}$$

Модуль вектора касательного напряжения трения ветра определялся как $\tau = C_d \rho_a V^2$, где ρ_a – плотность воздуха, V – модуль вектора скорости ветра. Коэффициент трения C_d задавался согласно [284,367]:

$$C_d = \begin{cases} (0.934 + 0.0788V - 0.0616V^2) \times 10^{-3}, & при \;\; V < 4 \; м/с; \\ 1.2 \times 10^{-3}, & при \;\; 4 \le V < 11 \; м/с; \\ (0.49 + 0.065V) \times 10^{-3}, & при \;\; V \ge 11 \; м/с. \end{cases} \tag{2.79}$$

Исходные поля ERA–40 были интерполированы на сетку модели и сглажены 9-точечным фильтром Гаусса тремя итерациями.

Водный баланс. Сток рек в бассейн моря, а также обмен водами с Азовским морем через Керченский пролив и с Мраморным морем через пролив Босфор задавался так же, как описано в подразделе 2.2.

Алгоритм расчета. Расчет на период реанализа был проведен с шагами по времени: для баротропной моды – 10 сек, для бароклинной моды – 5 мин. Ассимиляция натурных данных проводилась аналогично алгоритму, приведенному в подразделе 3.3.3, а именно путем включения в правую часть уравнений переноса – диффузии тепла (5) и соли (6) членов типа источника/стока, следующих из соотношений фильтра Калмана [21]. Однако, в этом случае функции мощности источников зависели от точности оптимальной интерполяции данных измерений и вычислялись по следующим соотношениям:

$$Q_T(\vec{x},t) = \frac{1}{REL[1+\sigma_T^{\ 2}(\vec{x})]}[T^{obs}(\vec{x},t) - T(\vec{x},t)], \tag{2.80}$$

$$Q_S(\vec{x},t) = \frac{1}{REL[1+\sigma_S^{\ 2}(\vec{x})]}[S^{obs}(\vec{x},t) - S(\vec{x},t)], \tag{2.81}$$

где REL – параметр релаксации; $\sigma_T^{\ 2}(\vec{x})$, $\sigma_S^{\ 2}(\vec{x})$ – относительные дисперсии ошибок оптимальной интерполяции данных измерений температуры и солености в узлы сеточной области, нормированные на дисперсии соответствующих полей; $T^{obs}(\vec{x},t)$, $S^{obs}(\vec{x},t)$ – натурные значения, $T(\vec{x},t)$, $S(\vec{x},t)$ – модельные значения температуры и солености; $\vec{x} = (x, y, \sigma)$.

2.4.2. Сезонная и межгодовая изменчивость термохалинных и динамических характеристик Черного моря по результатам реанализа за период 1971–1993 гг.

Межгодовая и сезонная изменчивость температуры моря. Весьма показательным при изучении долговременной изменчивости термохалинных и динамических полей является поведение со временем средних по акватории моря параметров на различных глубинах [134,248,343,362]. На рис. 2.28 приведена диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры в слое 0–300 м за 23-летний период. В течение отдельного года прослеживаются основные процессы, формирующие термохалинную структуру: осенне-зимнее выхолаживание вод, формирование верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) (точнее квазиизотермического слоя, под которым в дальнейшем будем понимать ВКС), обновление ХПС, весенне-летний прогрев вод, образование сезонного термоклина, формирование нового ХПС, уменьшение холодозапаса ХПС к осени и нарушение в отдельные годы сплошности холодного слоя.

На диаграмме видно, что зимы 1976, 1983 – 1993 гг. были холодными [173], в результате чего холодозапас и толщина ХПС оказались большими, чем в другие

годы. Средняя температура на всех горизонтах слоя 0 – 300 м осенью становится выше 8 °С в результате значительного суммарного притока тепла летом в 1971; 1972; 1975; 1977; 1980 – 1982 и 1984 гг. (рис.2.28 а). Толщина ХПС с 1985 по 1994 гг. имеет тенденцию к увеличению.

Толщина ВКС колеблется в пределах от 20 до 64 м (см. изотермы 7°С). Повышенная толщина (до ~54 м) наблюдалась в 1976, 1985, 1987, 1989 и 1992 гг. Максимальная толщина ВКС (~64 м) отмечена в 1993 году. На диаграмме выделяются глубины залегания ХПС. Верхняя и нижняя границы ХПС идентифицируются по расположению изотермы 8°С. Из-за весенне-летнего прогрева вод образуется сезонный термоклин. Он проявляется, в основном, на глубинах 10–40 м. Видно, что в весенне-летний период толщина ХПС уменьшается, в основном, из-за заглубления его верхней границы в результате поверхностного прогрева вод, вертикальной адвекции и турбулентной диффузии тепла. К осени температура воды в ХПС в среднем увеличивается. Поведение средней по горизонтам температуры глубже холодного промежуточного слоя подобно сезонной и межгодовой изменчивости температуры вблизи нижней границы ХПС.

По классификации работы [173], 1987 и 1989 годы характеризуются нормальными, а 1976, 1985, 1992 и 1993 годы – холодными зимними термическими условиями. На диаграмме, приведенной на рис. 2.28, видно, что в течение холодных зим поток тепла на границе моря и атмосферы был минимален, в результате чего холодозапас и толщина ХПС оказались большими, чем в другие годы. Аномально высокие потоки тепла на границе моря и атмосферы также сказываются на поведении ХПС. В частности средняя температура на всех горизонтах слоя 0–300 м осенью становится выше 8°С в результате значительного суммарного притока тепла летом в 1971, 1972, 1975, 1977, 1980–1982 и 1984 гг. (рис. 2.28а). Сплошность ХПС на отдельных горизонтах в эти годы нарушается. В целом толщина ХПС с 1985 по 1994 гг. имеет тенденцию к увеличению.

Распределение температуры на горизонте 50 м и на разрезе вдоль 43° с.ш. (рис. 2.29) показывает, что летом 1981 г. (аномально теплые зимние термические

условия [173]) температура на горизонте 50 м существенно выше, а толщина и холодозапас ХПС меньше, чем летом 1985 г. (холодные зимние термические условия).

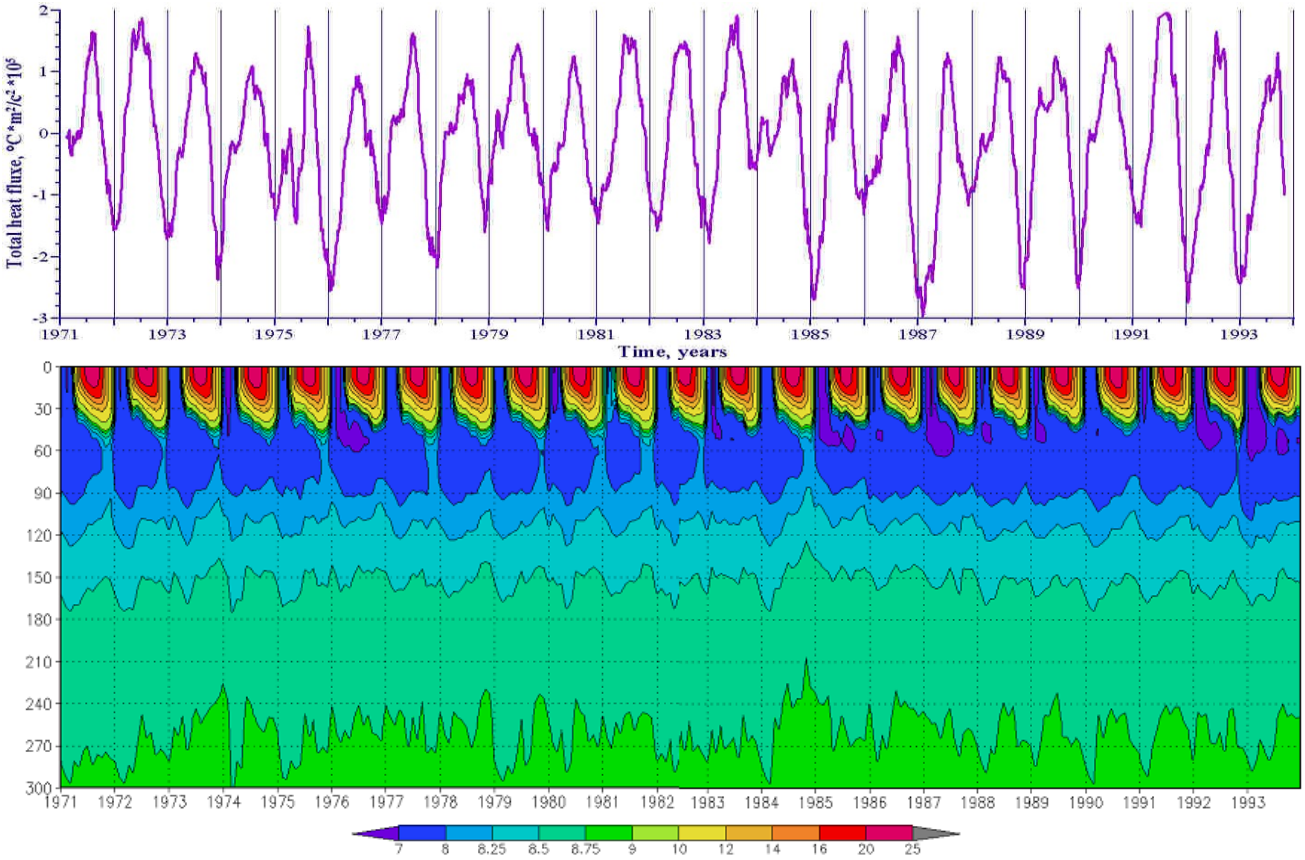


Рис. 2.28 Изменчивость среднего по поверхности моря суммарного потока тепла (вверху) и диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры в слое 0–300 м (внизу).

Также весьма показательным является рис. 2.30а, на котором видно, что в теплом 1981 году значения средней на горизонте 50 м температуры в течение почти всего года (за исключением октября-декабря) выше климатических значений. В холодном 1985 году температура в течение годового цикла изменчивости находится гораздо ниже климатической кривой. Заметно смещение фазы максимальных осенних значений температуры 1981 и 1985 гг. по отношению к максимуму климатического сезонного хода температуры.

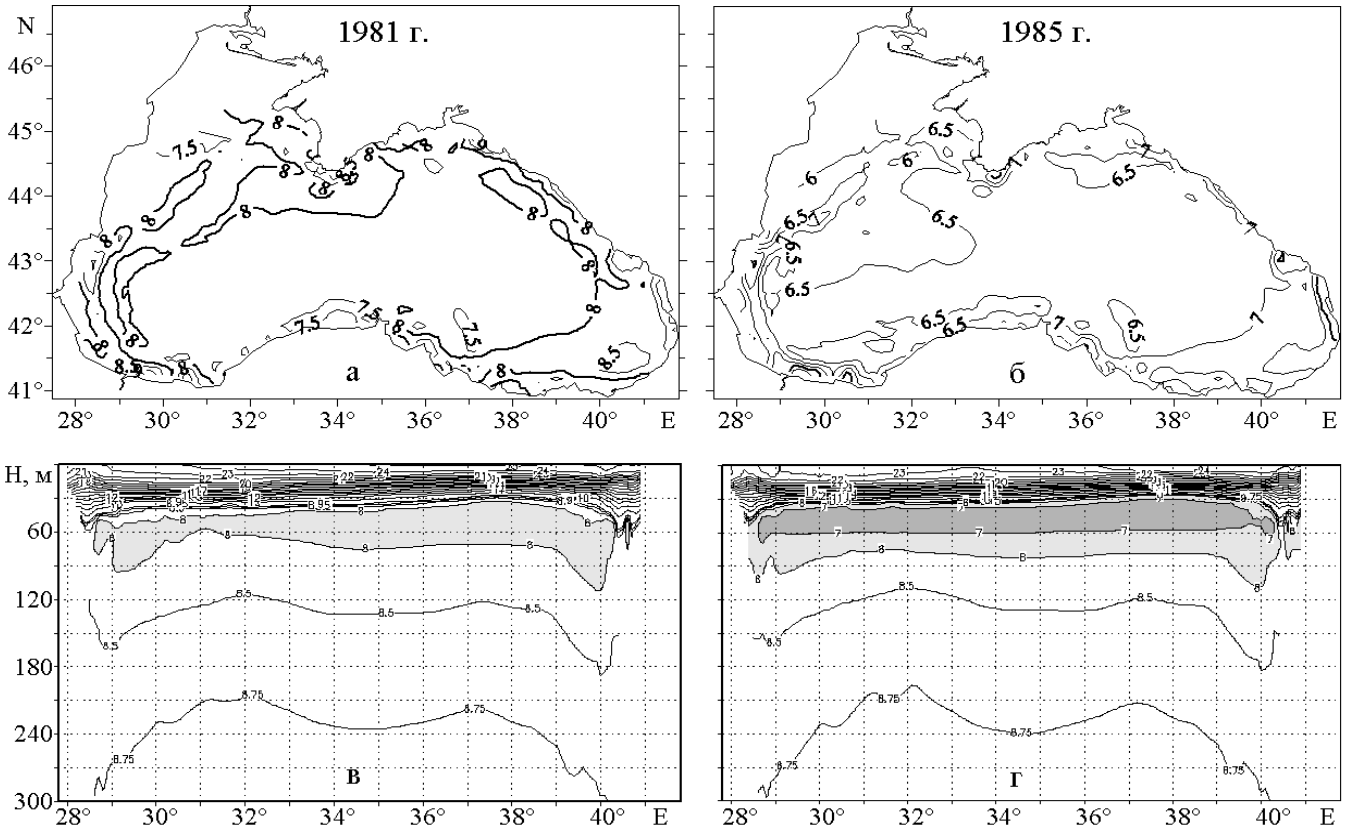


Рис. 2.29 Распределение температуры летом: на глубине 50 м 1981 г (а) и 1985 г (б); на разрезах вдоль 43º с.ш. 1981 г. (в) и 1985 г (г).

Анализ тенденций межгодовой изменчивости средней за год и по слоям бассейна температуры выявил следующее. В слоях 0–50 и 50–100 м линейные тренды изменчивости являются отрицательными, что согласуется с тенденцией изменчивости среднегодового суммарного потока тепла (рис. 2.31а). Скорость уменьшения средней температуры в указанных слоях равна -2.57×10^{-2} и -1.03×10^{-2}°С/год соответственно. В слое 100–300 м наблюдается хотя и весьма слабый, но положительный тренд. Глубже (в слое 500–1000 м) средняя температура характеризуется явно выраженным положительным трендом.

Рассмотрение временного хода среднегодовых значений температуры осредненных на отдельных горизонтах (рис. 2.31б) позволяет точнее определить смену тенденций в межгодовой изменчивости данного параметра моря с глубиной. От поверхности моря до горизонта 100 м включительно прослеживается уменьшение температуры с течением времени. На горизонтах 0, 50, 75 и 100 м характеристики

трендов равны -1.23 × 10^{-2}, -2.31 × 10^{-2}, -8.68 × 10^{-3} и -2.98 × 10^{-3} °С/год. Вместе с тем на горизонтах 200 и 300 м наблюдается тенденция к увеличению средней температуры. Увеличение температуры на этих горизонтах равно 3.56 × 10^{-4} и 3.33×10^{-4}°С/год соответственно. Глубже 300 м пространственная изменчивость полей температуры весьма мала. На этих глубинах линейные тренды температуры положительные.

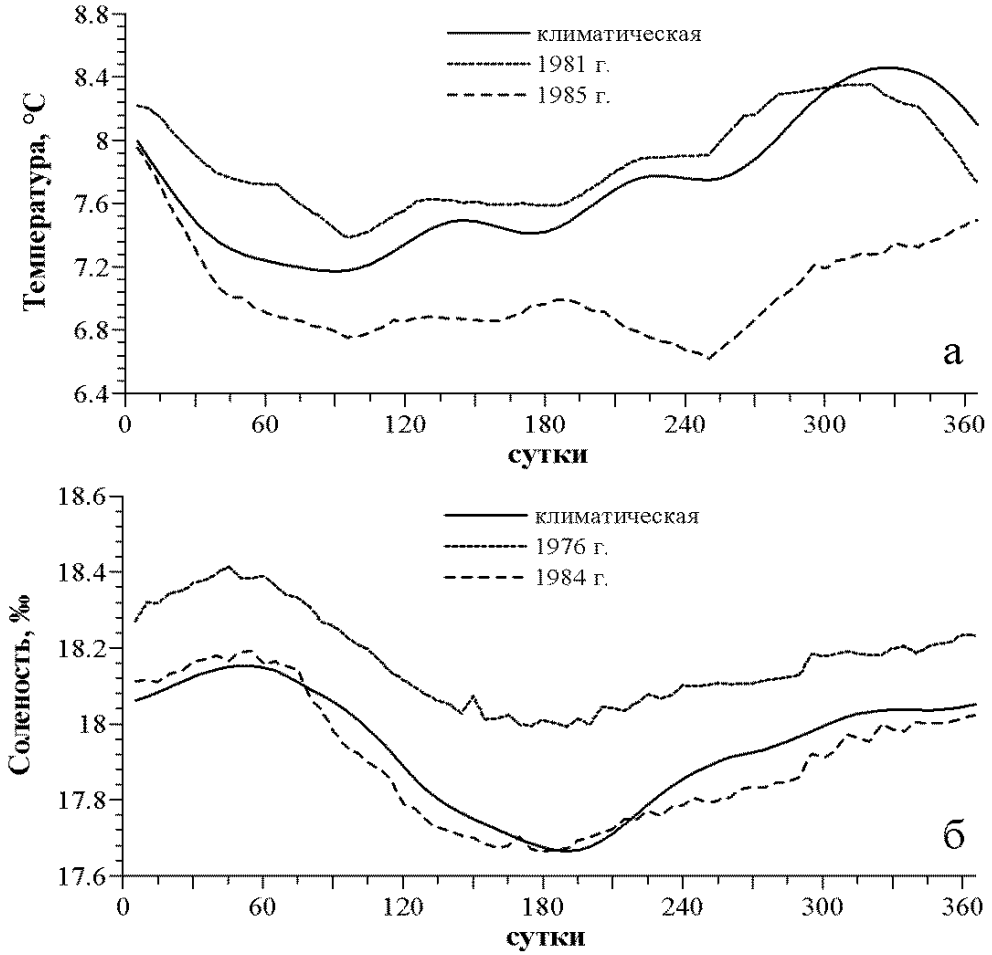


Рис. 2.30 Годовой ход средней по акватории моря: а – температуры на глубине 50 м; б – солености на поверхности.

В [13] исследовалась многолетняя изменчивость вертикальной стратификации вод в Черном море по данным измерений. Было получено, что в максимально стратифицированной части пикноклина в слоях 50-100 м и 50-200 м разности среднегодовых осредненных по горизонтам значений температуры возрастали в

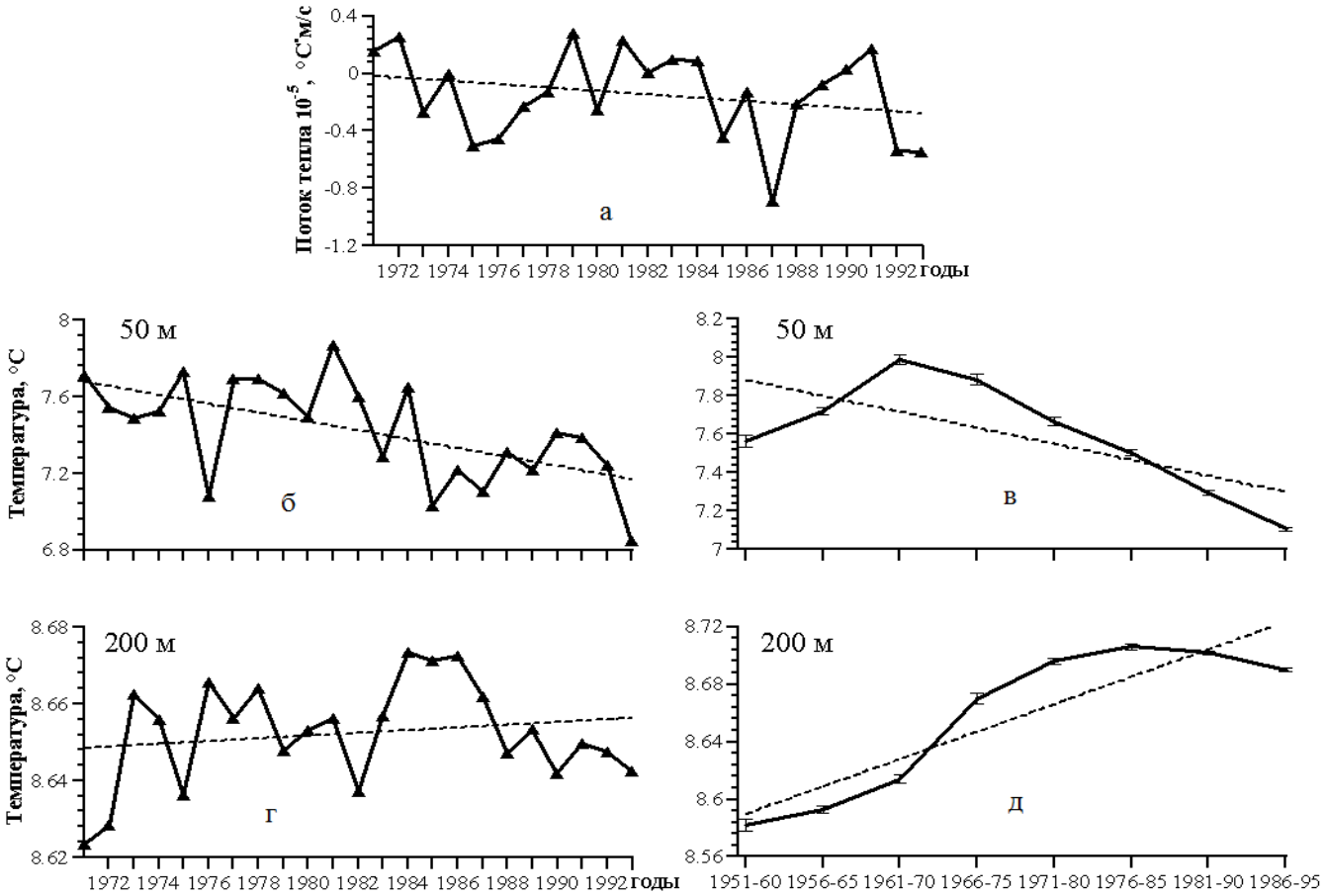


Рис. 2.31 Межгодовая изменчивость: осредненного по акватории моря суммарного потока тепла (а), осредненной на горизонтах температуры (б); междесятилетняя изменчивость осредненной на горизонтах температуры [13] (в). Пунктирная линия здесь и далее – линейный тренд.

период 1971–1993 гг., а значений солености – в период 1971–1985 гг. Причиной такого увеличения температуры на горизонте 200 м и глубже может являться усиление стратификации и уменьшение потока тепла через слой высоких градиентов плотности. Такие же результаты были получены в упомянутой работе при исследовании междесятилетней изменчивости разности между значениями осредненной температуры и солености для периода с 1970 до 1990 гг.

Сопоставление кривых междесятилетней изменчивости средней температуры представленных в работе [13] (рис. 2.31в), с графиками межгодовых изменений средней по отдельным горизонтам температуры (рис. 2.31б), полученных при реанализе, показывает, что на междекадных периодах времени 1966–1975, 1971–

1980, 1976–1985, 1981–1990 и 1986–1995 гг. тенденции в изменчивости температуры, оцененные по независимым данным, качественно совпадают.

Межгодовая и сезонная изменчивость солености моря. Изменчивость средней по горизонтам солености в слое 0–300 м (рис. 2.32) показывает, что сезонный сигнал прослеживается во всем слое 0–300 метров. Наименьшие значения солености (меньше 18‰) наблюдаются в верхнем слое толщиною ~10–20 метров. В 1976 году (холодные зимние термические условия) среднее по поверхности моря значение солености было максимальным и равнялось 18.4‰. С 1977 года соленость поверхностных вод заметно уменьшается, о чем свидетельствует ход кривых сезонного хода, приведенных на рис. 2.30б. В сезонном ходе максимум солености приходится на февраль, как по климатическим данным, так и в отдельные годы. Минимум солености достигается в конце июня и является следствием весеннего паводка рек, с июля соленость поверхностных вод начинает возрастать.

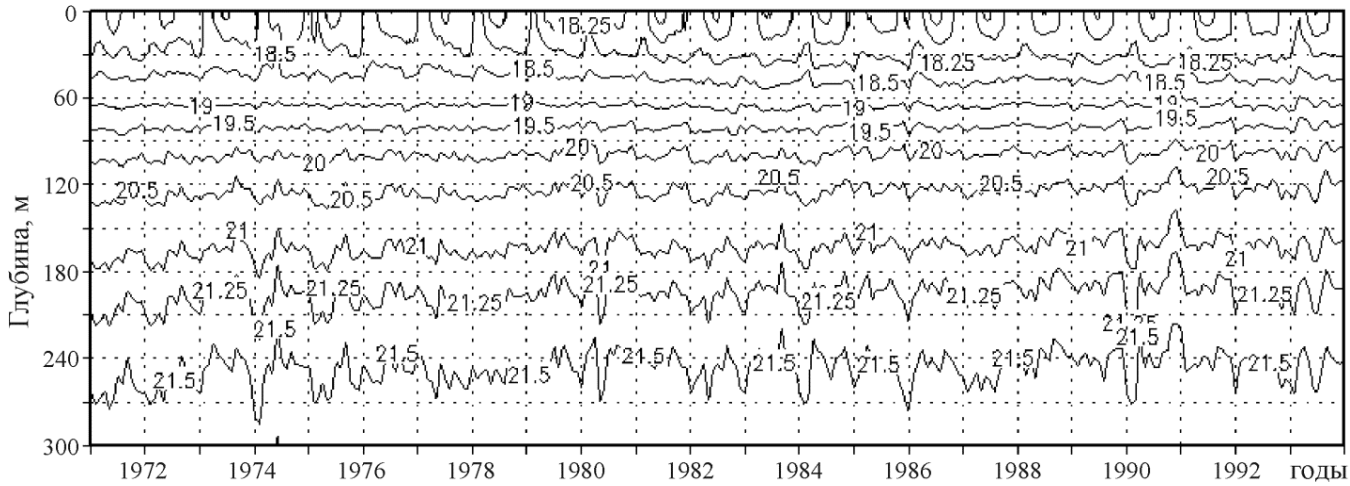


Рис. 2.32 Диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам солености в слое 0–300 м.

Анализ тенденций межгодовой изменчивости средней по слоям моря солености позволил выявить следующие закономерности. В верхней части галоклина (слой 0–20 м) наблюдается отрицательный линейный тренд солености. Характеристика тренда равна -0.89×10^{-2}‰/год. Тенденция средней по слою солености в постоянном галоклине (слой 20–150 м) противоположная той, которая наблюдается в слое 0–20 м.

Скорость увеличения средней солености в слое 20–150 м составляет 0.16×10^{-2}‰/год. На фоне общей положительной тенденции выделяется локальный минимум солености в 1982 году.

Межгодовая изменчивость солености в слоях 150–300 и 500–1000 м характеризуется положительными линейными трендами с наклоном 0.24×10^{-2} и 0.2×10^{-4}‰/год соответственно. При общей положительной тенденции изменения солености в слое 150–300 м выделяются три локальных максимума – в 1973, 1980 и 1988 гг. Основной вклад в межгодовую изменчивость средней по объему солености вносит межгодовая изменчивость солености в постоянном галоклине.

Анализ многолетней изменчивости среднегодовой солености на отдельных горизонтах предоставляет возможность точнее определить глубину смены тенденций изменчивости. Так, на горизонтах 0 и 50 м наблюдаются отрицательные линейные тренды солености (для примера на рис. 2.33а приводится график на глубине 50 м), их характеристики равны -0.93×10^{-2} и -0.29×10^{-2}‰/год соответственно. На фоне общей отрицательной тенденции на глубине 50 м видны повышенные (1970-е и 1990-е гг.) и пониженные (1980-е гг.) значения солености. Отметим, что 5-ти степенная полиномиальная аппроксимация поведения солености на этой глубине хорошо согласуется с поведением полиномов 5-й степени, аппроксимирующих многолетние изменения речного стока и количества атмосферных осадков в отмеченные годы [153]. В то же время устойчивое повышение солености происходит на глубинах более 75 м (рис. 2.33а). Рост солености на 75, 100, 200 и 300 м характеризуется величинами трендов 0.28×10^{-2}, 0.51×10^{-2}, 0.31×10^{-2} и 0.12×10^{-2}‰/год соответственно. Анализ пространственных распределений солености для различных лет подтверждает многолетние тенденции.

Сравнение временного хода годовых величин солености на отдельных горизонтах с кривыми междесятилетней изменчивости средней солености на тех же горизонтах [13] (рис. 2.31б) показывает, что на междекадных периодах времени 1966 – 1975, 1971 – 1980, 1976 – 1985, 1981 – 1990 и 1986-1995 гг. тенденции в изменчивости солености, оцененные по независимым данным, качественно совпадают с данными реанализа.

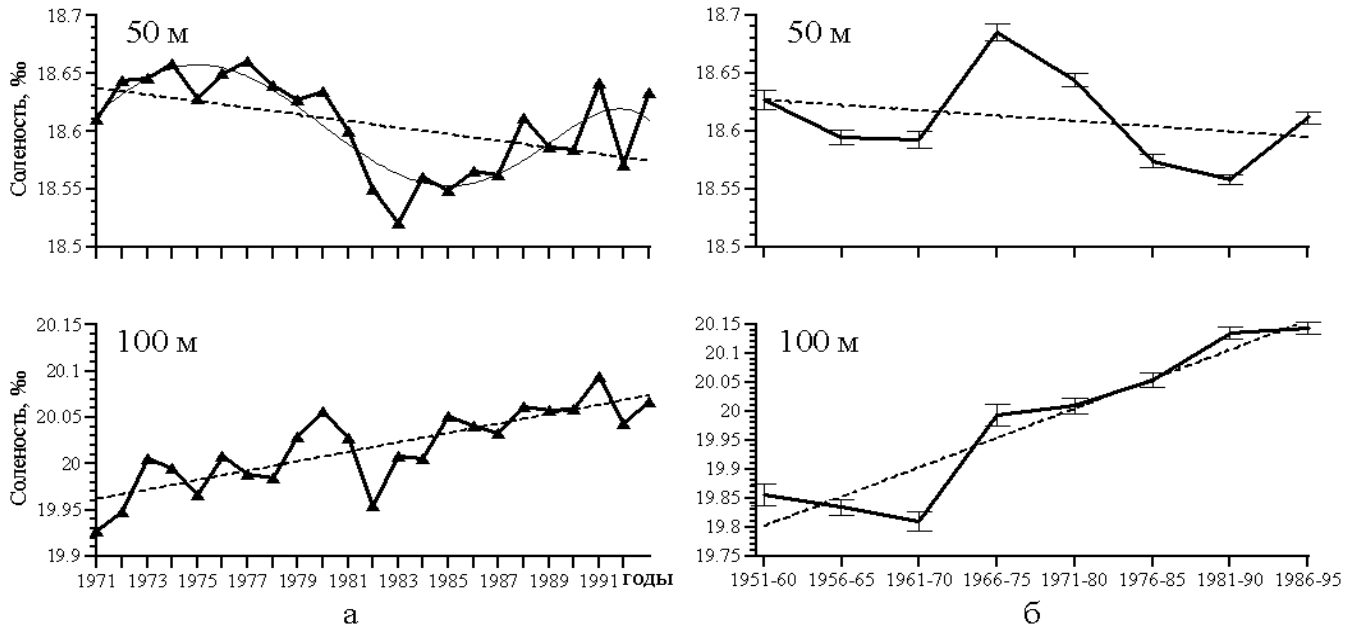


Рис. 2.33 Межгодовая (а) и междесятилетняя [26] (б) изменчивость осредненной на горизонтах солености.

Временная изменчивость годовых величин солености в верхнем слое определяется многими факторами – водообменом через проливы Босфор и Керченский; стоком рек; осадками; испарениями; интенсивностью перемешивания вод моря в зимний период посредством конвекции и ветровым перемешиванием. Пресноводный баланс имел положительный линейный тренд в 1951–1985 гг. [23]. В период 1951–1995 гг., согласно работе [118], испарение уменьшалось. Количество атмосферных осадков (в годовых величинах), выпадавших на поверхность Черного моря в период с 1923 по 2005 гг., увеличивалось [153]. В это же время тренд многолетних изменений величин речного стока оказался незначительным [153]. С учетом этих оценок можно сделать вывод о том, что баланс пресных вод имел также положительный тренд в период 1951–1995 гг. Именно этим фактором можно объяснить отрицательную тенденцию во временной изменчивости годовых величин солености в верхнем слое 0-50 м.

Межгодовая изменчивость солености в постоянном галоклине Черного моря зависит, в основном, от временной изменчивости расходов и солености мраморноморской воды, поступающей в море через пролив Босфор. К настоящему

времени достоверных сведений об этом не имеется. Увеличение солености глубже 50 м может быть связано с усилением стратификации вод в период 1971–1985 гг., а также положительным трендом солености в Средиземном море [464]. Возможна также интенсификация подъема вод на нижней границе постоянного галоклина.

Межгодовая и сезонная изменчивость крупномасштабной циркуляции моря. Для изучения изменчивости интенсивности крупномасштабных течений Черного моря рассчитывалась величина среднегодовой кинетической энергии течений (КЭ), осредненной на отдельных горизонтах и в слоях моря.

Приведенная на рис. 2.34 диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам кинетической энергии свидетельствует о следующем. Четко прослеживается сезонная изменчивость кинетической энергии в течение года: летом и осенью она существенно меньше, чем зимой. Наибольшая интенсивность циркуляции вод в слое 0–300 м наблюдается в феврале-марте, наименьшая – в сентябре-октябре. Известно, что ветер является определяющим фактором в формировании полей течений моря. Особенности сезонной изменчивости среднего по поверхности моря вихря касательного трения ветра (рис. 2.34а) обусловливают сезонную изменчивость величин средней по горизонтам КЭ.

Межгодовая изменчивость среднегодовой осредненной по слоям моря КЭ (рис. 2.35а) характеризуется тем, что в слоях 0–50 и 50–150 м наблюдается положительный линейный тренд. Характеристики трендов следующие: 3.41×10^{-6} и 3.49×10^{-6} Дж/м^3/год соответственно. В слое 200–300 м КЭ в среднем уменьшается на 1.25×10^{-6} Дж/м^3/год. Сопоставление временного хода годовых величин КЭ в отмеченных выше слоях с кривыми междесятилетней изменчивости средней КЭ в этих же слоях [149] (рис. 2.35б) позволяет сделать вывод о том, что на междекадных периодах времени 1966–1975, 1971–1980, 1976–1985, 1981–1990 и 1986–1995 гг. тенденции в изменчивости качественно совпадают с данными реанализа.

Тенденции межгодовой изменчивости КЭ на отдельных горизонтах различны. На поверхности моря характеристика тренда отрицательная и равна -1.33×10^{-6} Дж/м^3/год. Такой тренд энергии объясняется ослаблением дрейфовых течений, связанным с уменьшением среднегодового осредненного по поверхности моря

модуля вектора касательного напряжения трения ветра. На глубинах 50, 75, 100 и 150 м кинетическая энергия в рассматриваемом временном интервале увеличивается. Величины трендов равны 4.99×10^{-6}, 4.91×10^{-6}, 3.74×10^{-6} и 1.53×10^{-6} Дж/м^3/год соответственно.

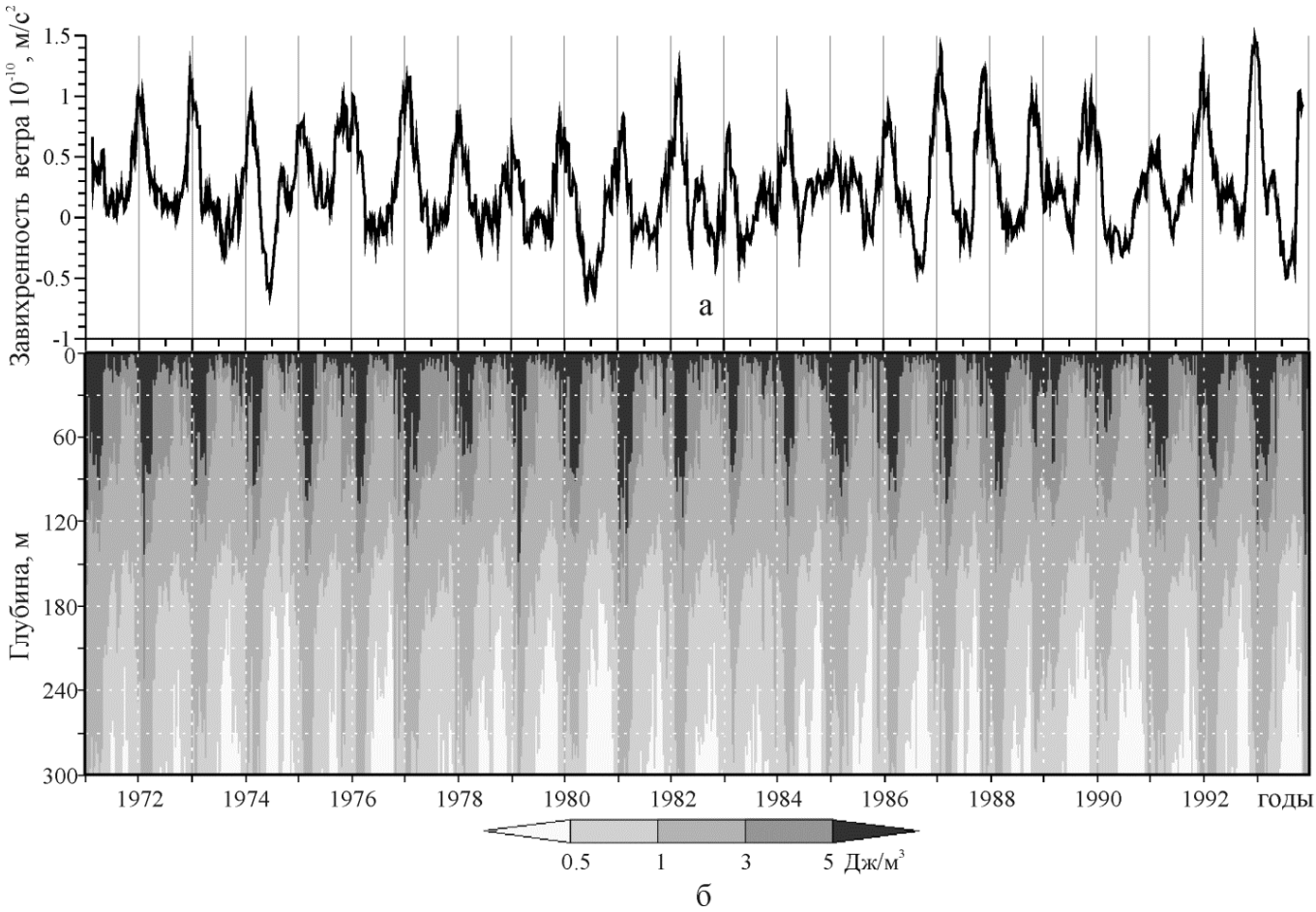


Рис. 2.34 Изменчивость среднего по поверхности моря вихря касательного напряжения трения ветра (а) и диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам кинетической энергии в слое 0–300 м (б).

Временной ход годовых величин вихря касательного трения ветра (рис. 2.36а) объясняет положительный тренд КЭ на 50, 75, 100 и 150 м. Тренд в межгодовой изменчивости КЭ на глубине 200 м характеризуется как слабый отрицательный (-3.42×10^{-7} Дж/м^3/год) с усилением на 300 м до значения, равного – 1.31×10^{-6} Дж/м^3/год. Глубже во временном ходе значений кинетической энергии наблюдается ее уменьшение.

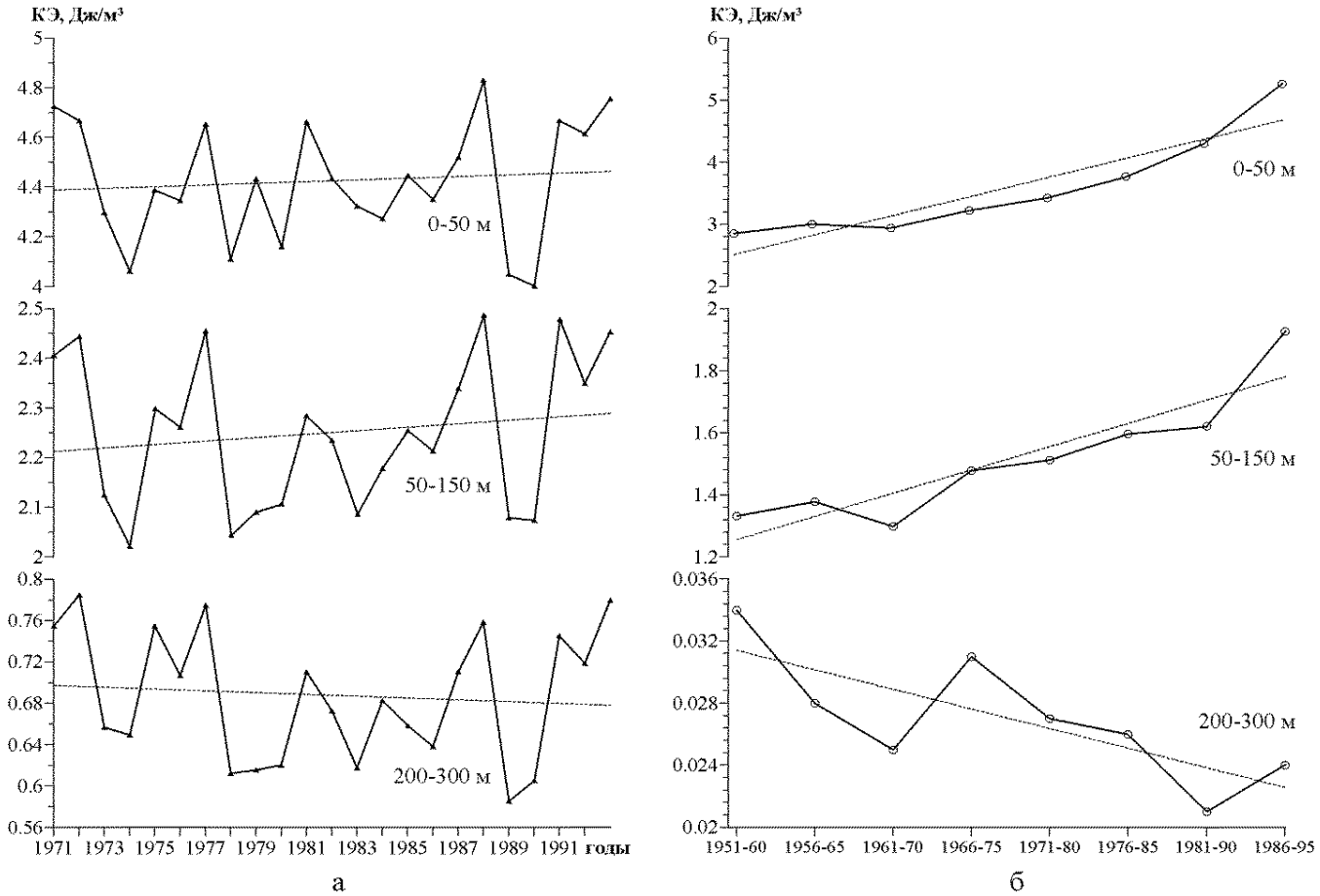


Рис. 2.35 Межгодовая (а) и междесятилетняя [4] (б) изменчивость средней по слоям моря кинетической энергии течений.

По изменению кинетической энергии на горизонтах 50, 75, 100 и 150 м выделяются годы с меньшими (1974, 1978, 1980, 1983, 1986 и 1990 гг.) и большими (1972, 1977, 1981, 1988, 1991 и 1993 гг.) ее годовыми величинами. Интенсивность зимней циркуляции вод в эти годы ослабляется или повышается соответственно (рис. 2.36б,в). Отметим, что на картах течений в годы большей интенсивности циркуляции (рис. 2.36в) наблюдаются более мощное Основное черноморское течение и такие антициклонические вихри как Кизилирмакский, Батумский, Кавказский, Севастопольский, Калиакра и Босфорский.

Резюме. В настоящей работе впервые выполнен ретроспективный анализ гидрофизических полей Черного моря за период 1971–1993 гг. Описан алгоритм реанализа, базирующийся на ассимиляции данных наблюдений температуры и

солености на гидрологических полигонах в σ-координатной модели циркуляции. Восстановление ежемесячных массивов измерений температуры и солености проведено посредством оптимальной интерполяции отклонений от климата данных измерений на станциях в узлы сеточной области модели. В процессе интерполяции использовались двумерные автокорреляционные функции климатических полей температуры и солености.

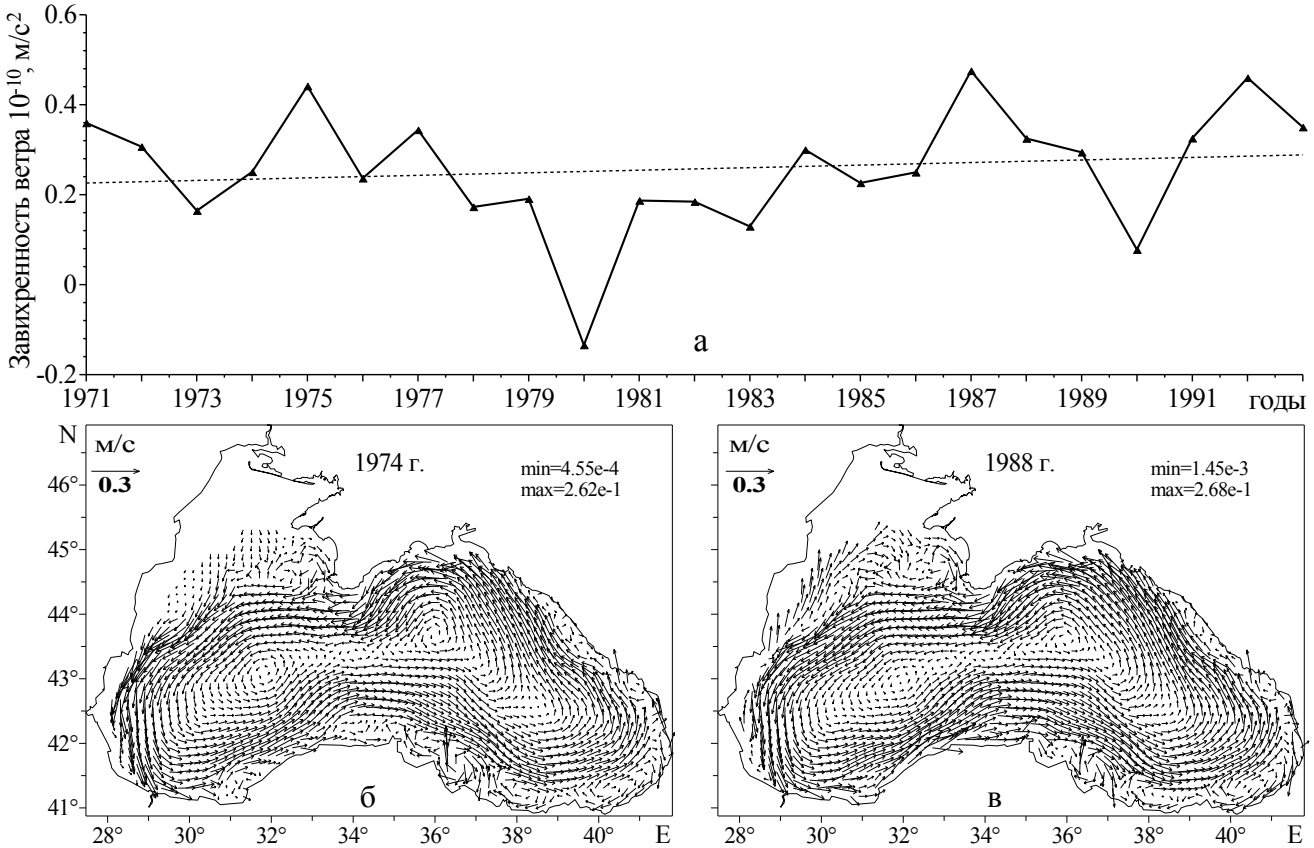


Рис. 2.36 Временной ход среднего за год и по акватории моря вихря касательного трения ветра (а); течения Черного моря на глубине 50 м 19 февраля:1974 г. (б), 1988 г (в).

Данные реанализа, полученные с дискретностью по времени пять суток, были исходными для исследования межгодовой и сезонной изменчивости температуры, солености и кинетической энергии. Межгодовая изменчивость изучалась по поведению осредненной по годам, в слоях моря и на отдельных горизонтах температуры, солености и кинетической энергии.

Следствием осенне-зимнего выхолаживания вод является формирование верхнего перемешанного слоя и обновление ХПС. Весенне-летний прогрев приводит к образованию сезонного термоклина и формированию нового ХПС. Дальнейшая эволюция этого слоя состоит в уменьшении холодозапаса и нарушении осенью в отдельные годы его сплошности. Толщина ХПС с 1985 по 1993 гг. включительно имеет тенденцию к увеличению.

Ход годовых значений осредненной по отдельным горизонтам температуры показал, что на горизонтах 0, 50, 75 и 100 м наблюдается многолетняя отрицательная тенденция. Это согласуется с тенденцией изменчивости величин среднегодового суммарного потока тепла, осредненного по акватории моря. На горизонте 200 м и глубже линейные тренды температуры положительные, что может быть объяснено усилением стратификации вод моря в период с 1971 по 1993 гг. обуславливающем уменьшение потерь тепла через слой высоких градиентов плотности.

В сезонном ходе солености максимум приходится на февраль, минимум достигается в конце июня и является следствием весеннего паводка рек. На поверхности и горизонте 50 м наблюдаются отрицательные линейные тренды осредненной солености. Устойчивое повышение солености происходит в слое глубже 75 м.

Отрицательную тенденцию во временной изменчивости годовых величин солености в верхнем слое 0–50 м можно объяснить тем, что баланс пресных вод в период 1951–1995 гг. имел положительный тренд [23,118,153]. Увеличение солености глубже 50 м объясняется усилением стратификации вод в период 1971–1985 гг., связанной, по-видимому, с интенсификацией подъема вод на нижней границе галоклина, а также положительным трендом солености в Средиземном море [464].

Наибольшая по интенсивности циркуляция вод моря в слое 0–300 м наблюдается в феврале-марте, наименьшая – в сентябре-октябре. Тенденции межгодовой изменчивости кинетической энергии на отдельных горизонтах различны. На поверхности моря тренд отрицательный, что может быть следствием

временного хода величин среднегодового осредненного по морю модуля вектора касательного трения ветра. Кинетическая энергия на горизонтах 50, 75, 100 и 150 м на рассматриваемом временном интервале увеличивается. Такое ее поведение можно объяснить положительным трендом вихря касательного трения ветра. Глубже во временном ходе кинетической энергии наблюдается ее уменьшение.

Сопоставление тенденций межгодовых изменений величин средней по горизонтам температуры и солености, а также величин осредненной по годам и слоям кинетической энергии с тенденциями хода кривых междесятилетней изменчивости тех же параметров моря, заимствованных из работ [13,144], показывает качественное соответствие отмеченных тенденций.

Специфическими по изменчивости температуры, солености и кинетической энергии являются шельфовая северо-западная область моря, присклоновые восточный и западный районы, центральная глубоководная область и зона Основного Черноморского течения. Данные реанализа полей температуры, солености и течений Черного моря позволили выявить различные тенденции в их межгодовой изменчивости.

2.4.3. Сопоставление данных прогностических расчетов и реанализа

Как известно, состояние моря, рассчитываемое с помощью той или иной математической модели циркуляции, описывает в фазовом пространстве свою, присущую данной модели, траекторию, которая может достаточно сильно отличаться от реальной траектории. При проведении длительных расчетов это отличие может достигать значительных величин. Именно поэтому в моделях циркуляции, используемых для оперативного прогноза реального состояния моря, применяется та или иная процедура ассимиляции данных наблюдений, которая как бы «притягивает» собственную траекторию модели к реальной траектории состояния системы.

При этом очень полезно знать, какой вклад в описание динамики системы вносят усваиваемые данные наблюдений, т. е. какую часть информации поставляют

данные, а какую модель. Чем ближе модельная траектория в фазовом пространстве к реальной траектории, тем меньший объем данных можно ассимилировать и тем успешнее будет динамическая интерполяция.

Качество модели и роль применяемой в ней процедуры ассимиляции данных можно оценить путем сопоставления данных реанализа с результатами чисто прогностического расчета. Такое сопоставление было проведено для десятилетнего периода 1985-1994 гг. Поскольку объемы расчетных данных чрезвычайно велики, сравнение проводилось лишь по некоторым основным параметрам и интегральным характеристикам.

Межгодовая изменчивость. На рис.2.37 представлена эволюция средней по площади температуры на разных глубинах в течение рассматриваемого периода. Прежде всего, отметим, что изменчивость практически синхронна в верхнем 100-метровом слое. Примерно до 40 м графики практически совпадают. Глубже, в слое 40-60 м, максимальные значения в летний сезон совпадают, в то время как минимальные значения в зимний сезон в случае прогноза, примерно, на 0.5˚С меньше. Далее, примерно до 90 м, ситуация меняется на противоположную: минимальные значения в зимний сезон совпадают, в то время как максимальные значения в летний сезон в случае прогноза, примерно, на 0.1-0.2˚С больше. В слое 100-120 м амплитуда годового хода при прогнозе почти в 2 раза превышает таковую в случае реанализа при почти равных среднегодовых значениях. Глубже эта разница в амплитуде не только сохраняется, но и увеличивается. Начиная, примерно, со 150 м температура при прогнозе ниже, чем при реанализе в течение всего рассматриваемого периода.

Начиная с глубин 100 м, наблюдается сдвиг по фазе, который глубже 200 метров переходит полностью в противофазу. При реанализе ниже 300 м сезонный ход - климатический. Снижение амплитуды сезонных колебаний температуры при реанализе обусловлено сглаживающим эффектом интерполяции в пределах окна интерполяции (± 45 дней). Отметим, что глубже 750 м при прогнозе имеет место отрицательный тренд.

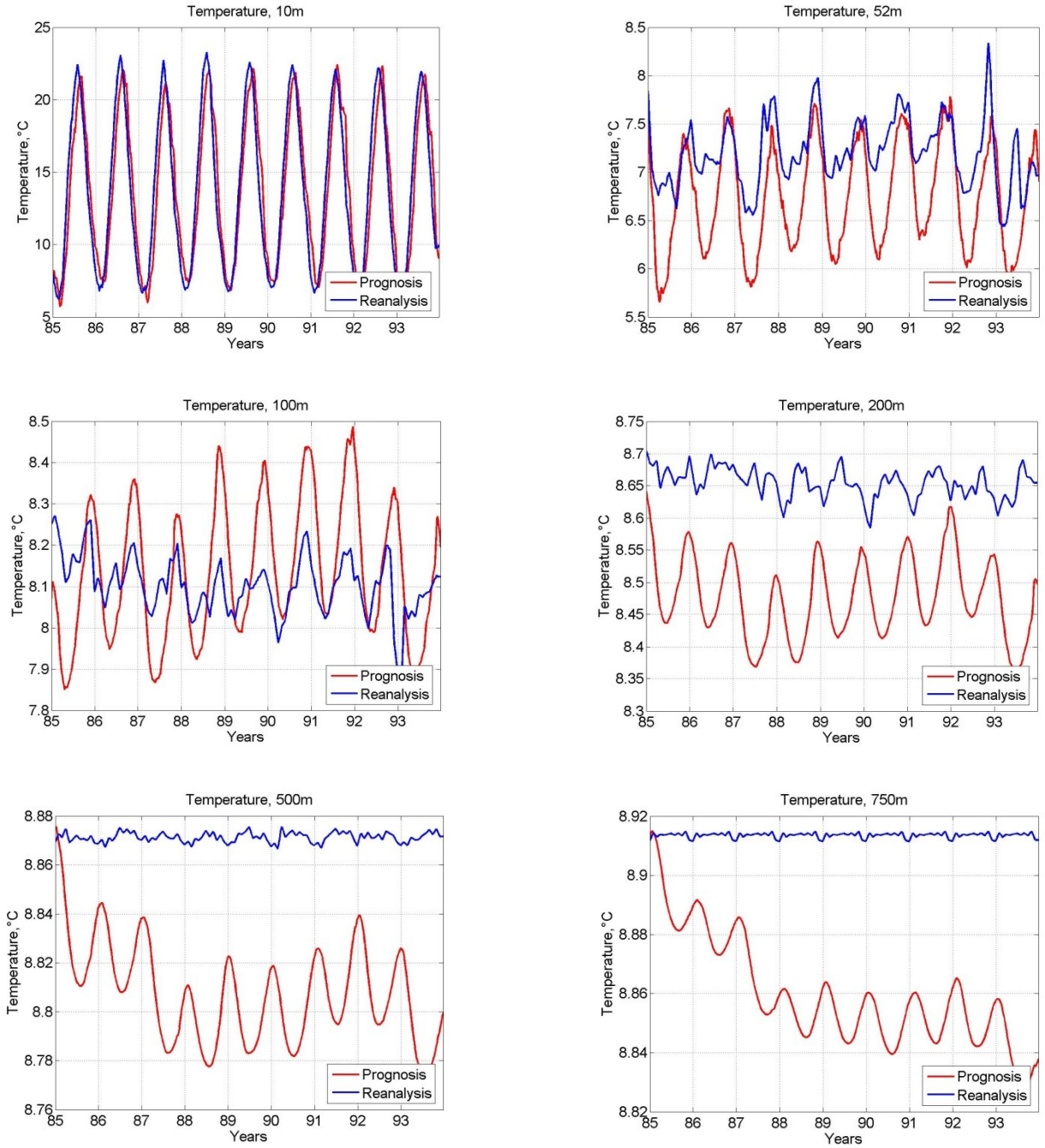


Рис.2.37 Межгодовая эволюция средней по площади температуры на разных глубинах (красная линия - прогноз, синяя - реанализ).

На рис.2.38 представлена эволюция средней по площади солености на разных глубинах в течение рассматриваемого периода. Примерно до глубины 200 м значения солености в прогностическом расчете выше, чем при реанализе, причем в первом случае отчетливо виден положительный тренд, который практически

отсутствует в реанализе. С глубиной соленость при прогнозе приближается к значениям реанализа и уже ниже 300 м прогностическая соленость меньше, чем при реанализе, а её тренд становится отрицательным. На конец расчета разность между средней по площади солености при прогнозе и при реанализе в верхних 100 м достигает величины, примерно, 0.4 ‰, в слое 100 - 175 м около 0.1 ‰, в слое 175-250 м около 0 ‰. Амплитуда сезонных вариаций солености значительно меньше при прогнозе, чем при реанализе, что может быть следствием того, что данные ERA40 об осадках и испарении, а также климатические данные о стоке рек и расходах мраморноморских вод, используемые при задании граничных условий в модели, значительно отличаются от реальных. Отметим, что эти данные используются и при реанализе, и в прогностическом расчете, но при реанализе ассимиляция данных наблюдений удерживает поле солености ближе к наблюдаемым значениям. Прогностическая соленость глубже 300 м меньше, чем соленость при реанализе: в слое 250 – 400 м примерно, на 0.05 ‰, а глубже 400 м на величину около 0.1 ‰. Наиболее вероятной причиной этого является недооценка потока солености через пролив Босфор .

На рис.2.39 представлена эволюция средней по площади кинетической энергии течений (МКЕ) на разных глубинах в течение рассматриваемого периода.

Отчетливо наблюдается сезонный ход с максимумом в зимний и минимумом в летний сезоны в обоих случаях вплоть до глубины 1000 м. Однако, до 300 м уровень энергии при реанализе выше, чем при прогнозе. А начиная, примерно, с 400 м и глубже наоборот: интенсивность циркуляции в прогностическом расчете выше, чем при реанализе.

Сезонная изменчивость. На рис.2.40 показан годовой ход среднемесячных за весь рассматриваемый период значений средней по площади температуры на разных глубинах. В верхних 20-ти метрах кривые имеют достаточно правильную синусоидальную форму, при этом почти совпадают по амплитуде (максимальная амплитуда равна 16^0C), отличаясь по фазе, примерно, на месяц: при прогнозе максимум достигается в августе, минимум – в начале марта, а при реанализе

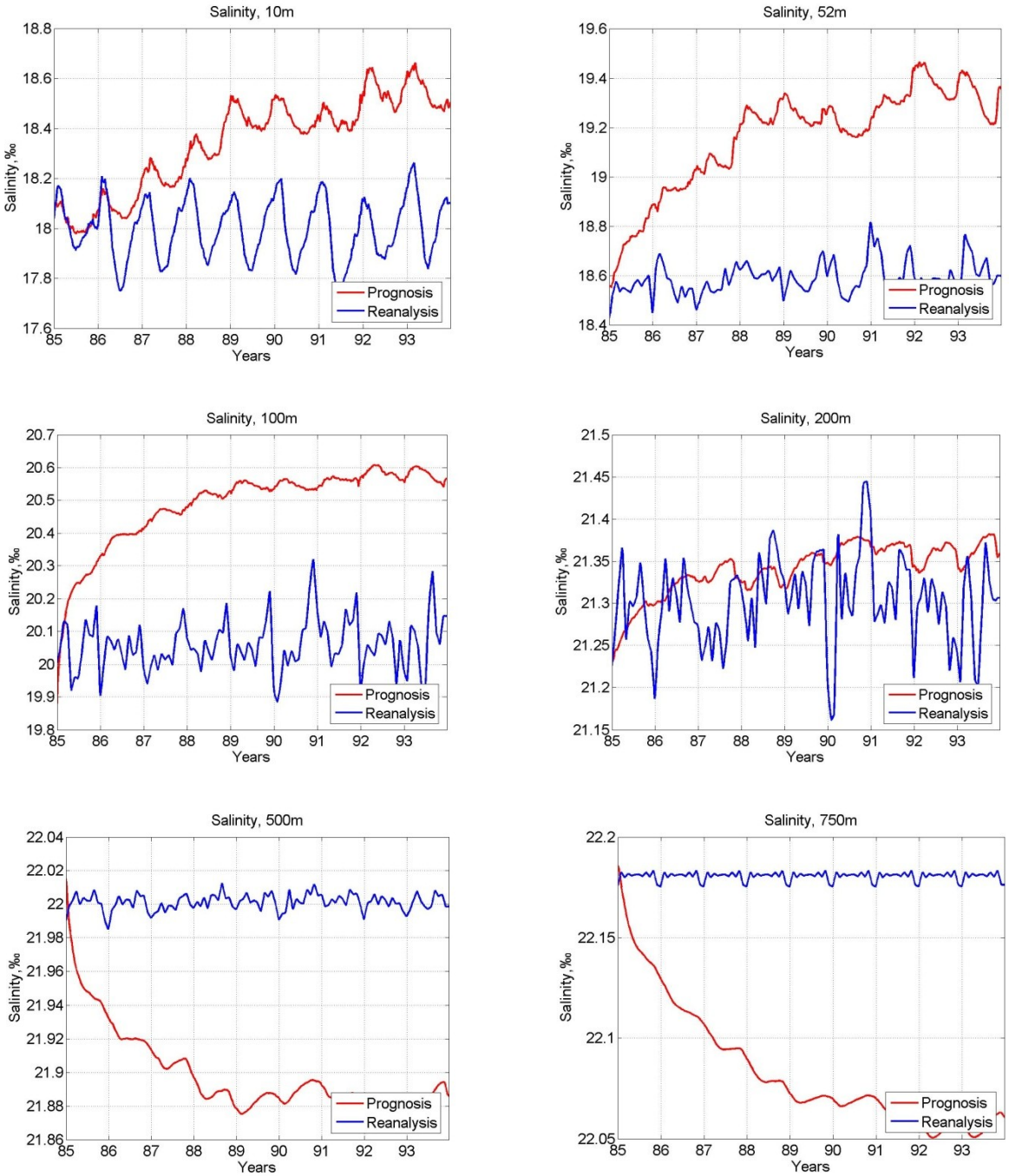


Рис.2.38 Межгодовая эволюция средней по площади солености на разных глубинах (красная линия - прогноз, синяя - реанализ).

максимум имеет место в июле, минимум – в феврале. Однако, глубже размах в прогностическом расчете становится больше, и на глубине 40 м минимум и максимум, примерно, на 0.5 ^{0}C по абсолютной величине больше, чем в реанализе. Далее с глубиной кривая при реанализе все больше сплющивается по сравнению с

прогностическим расчетом, теряет свою правильную форму и на глубине около 75 м размах прогностической кривой превышает размах кривой реанализа в 3 раза.

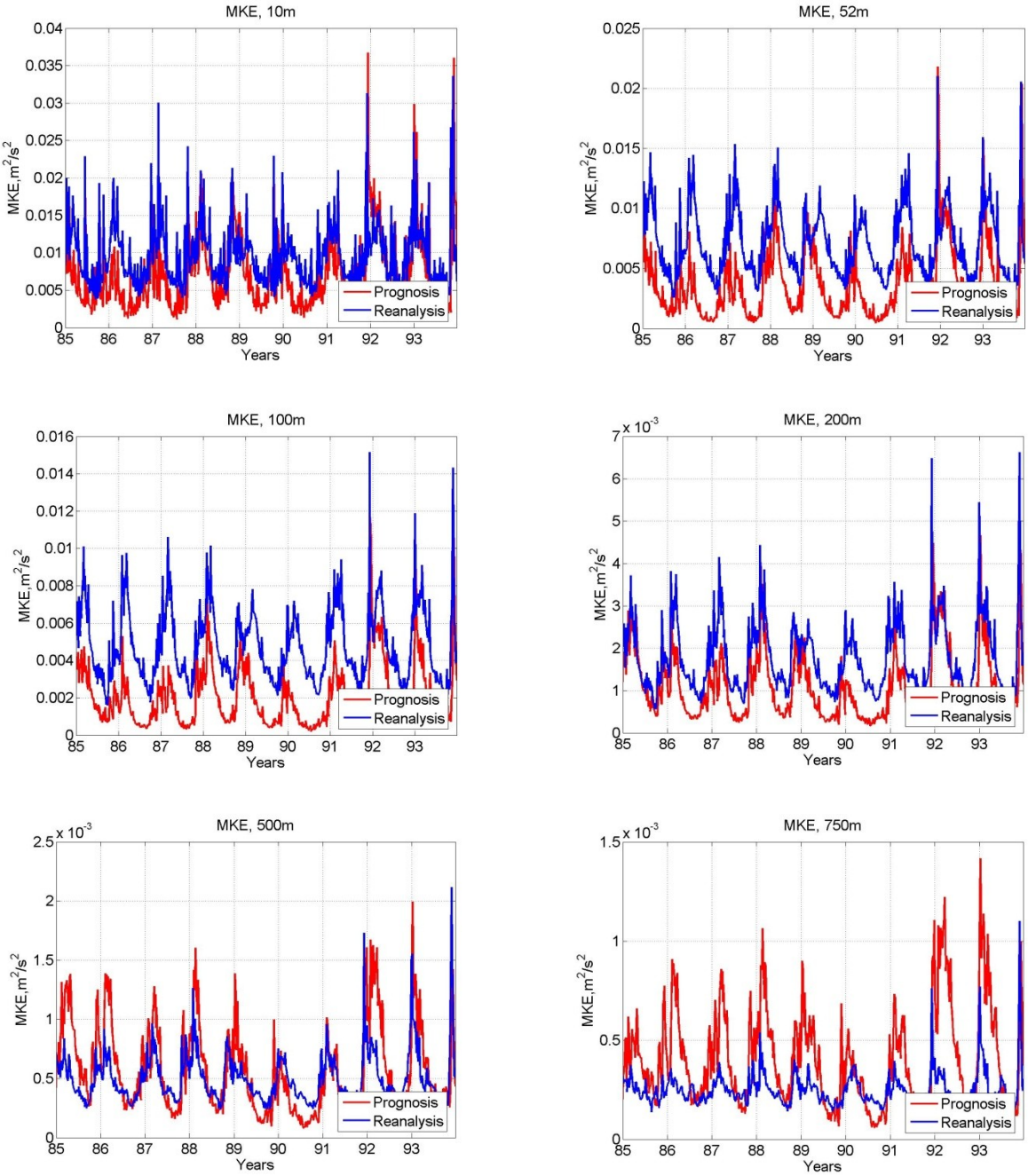


Рис.2.39 Межгодовая эволюция средней по площади кинетической энергии (МКЕ) на разных глубинах (красная линия - прогноз, синяя - реанализ).

Ниже 250 м сезонный ход при реанализе практически не виден, в то время как при прогнозе он прослеживается вплоть до 1000 м, хотя размах на 500 м равен всего

лишь 0.04 ^{0}C, а на 1000 м – 0.02 ^{0}C. Тем не менее, в прогностическом расчете можно проследить распространяющийся с поверхности сезонный сигнал: так минимум температуры на поверхности достигается в феврале, на глубине 25 м – в марте, на 50 м – в апреле, на 100 м – в мае, на 200 м – в июне, на 600 м – в июле, наконец, на 1000 м – в октябре. Как уже было отмечено выше, снижение амплитуды сезонных колебаний температуры при реанализе обусловлено сглаживающим эффектом интерполяции.

На рис.2.41 показан годовой ход среднемесячных за весь рассматриваемый период значений средней по площади солености на разных глубинах. Вплоть до глубины в 200 м значения солености в прогностическом расчете выше, чем при реанализе в течение всего годового периода, причем в верхнем 100-метровом слое эта разница достигает величин 0.5-0.6 ‰. А начиная с глубины 250 м и до дна ситуация меняется на противоположную: во все месяцы соленость в прогностическом расчете ниже, чем при реанализе.

Кинетическая энергия. На рис.2.42 показан годовой ход среднемесячных за весь рассматриваемый период значений средней по площади кинетической энергии на разных глубинах. Отметим, что до 300 м уровень кинетической энергии в реанализе выше, чем в прогнозе. Глубже отличия незначительны.

Сезонный ход в реанализе прослеживается вплоть до 600 м, в прогностическом расчете – до 1000 м.

Среднее за весь период вертикальное распределение. На рис. 2.43 приведены средние за весь десятилетний период вертикальные профили средних по площади температуры, солености и кинетической энергии течений соответственно. В верхнем 25-метровом слое температура (рис.2.43а) в прогностическом расчете и в реанализе одна и та же. В слое от 25 до 40 метров температура при прогнозе чуть выше. В прогностическом расчете ХПС тоньше и температура в его ядре меньше, а термоклин немного резче, чем в реанализе. Глубже 100 м температура при прогнозе ниже вплоть до дна. Соленость (рис.2.43б) в слое от поверхности до 150 метров в прогностическом расчете больше, чем при реанализе, а глубже – меньше.

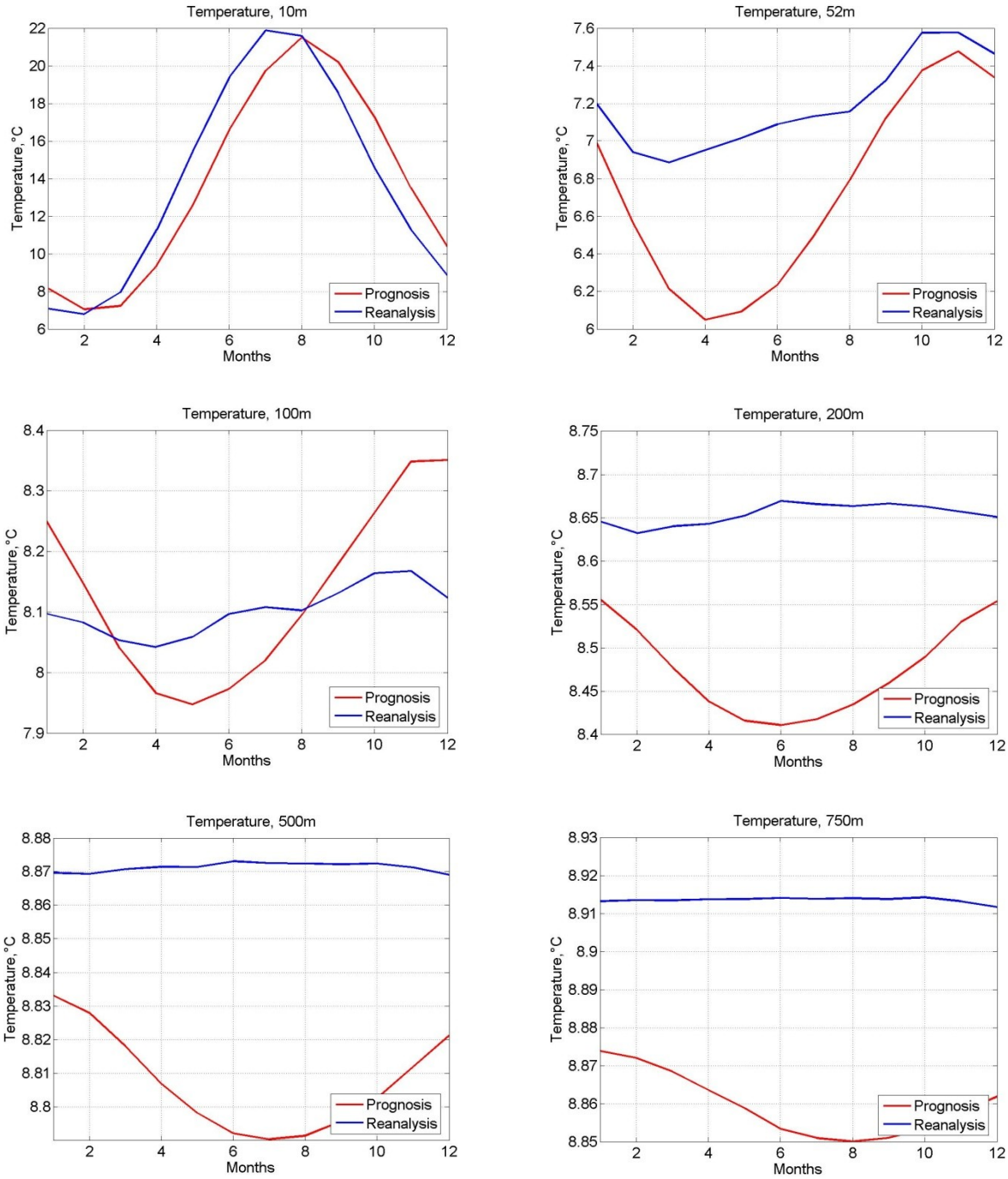


Рис.2.40 Среднемесячные значения средней по площади температуры на разных глубинах(красная линия - прогноз, синяя - реанализ)

Таким образом, галоклин (а, следовательно, и пикноклин) более ярко выражен в данных реанализа. Значения кинетической энергии, наоборот, до 150 м больше в реанализе и меньше в более глубоких слоях (рис. 2.43в). Это обусловлено тем, что

более резкий термоклин в реанализе уменьшает поток момента в более глубокие слои по сравнению с прогностическим расчетом.

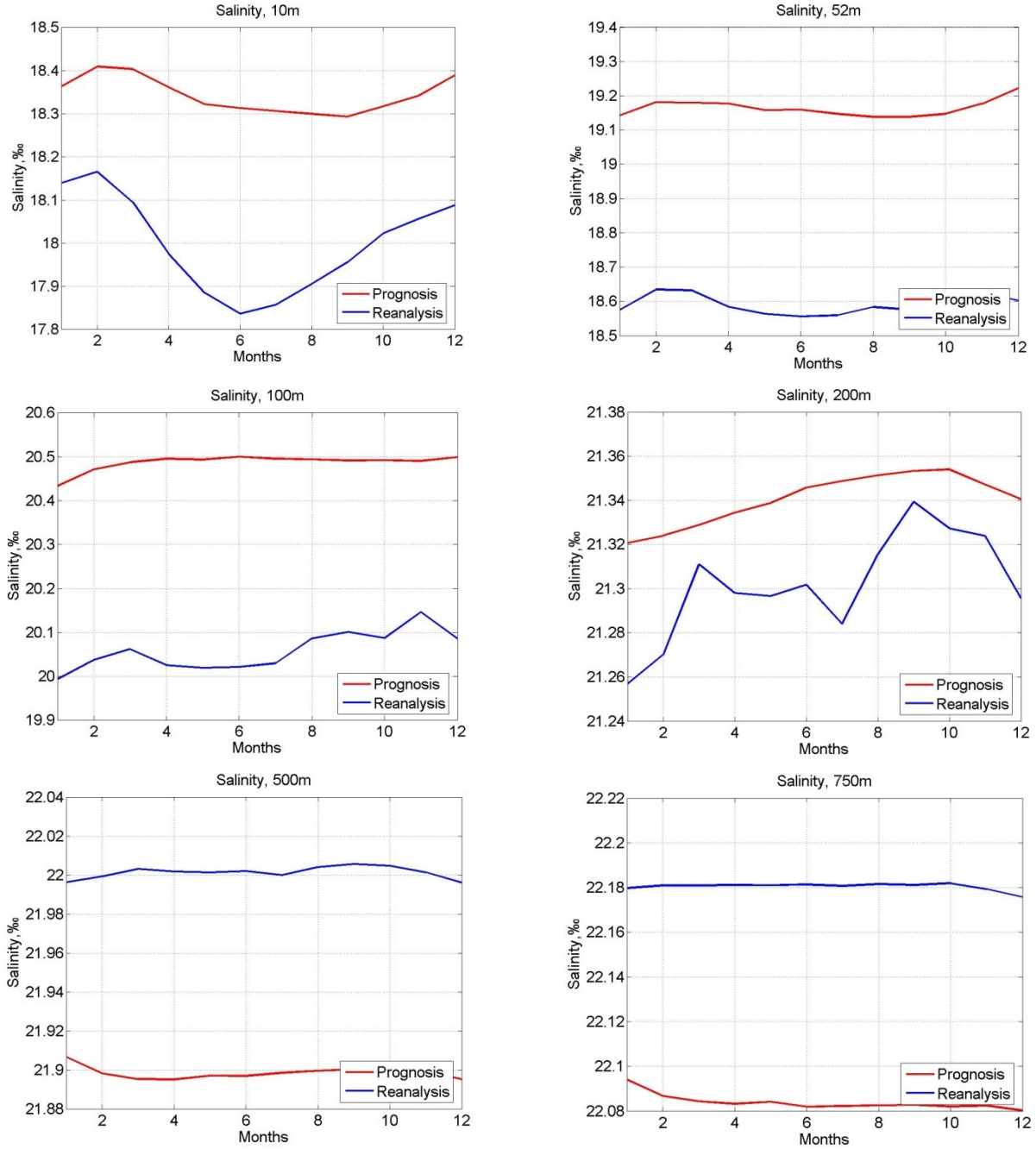


Рис.2.41 Среднемесячные значения средней по площади солености на разных глубинах (красная линия - прогноз, синяя - реанализ).

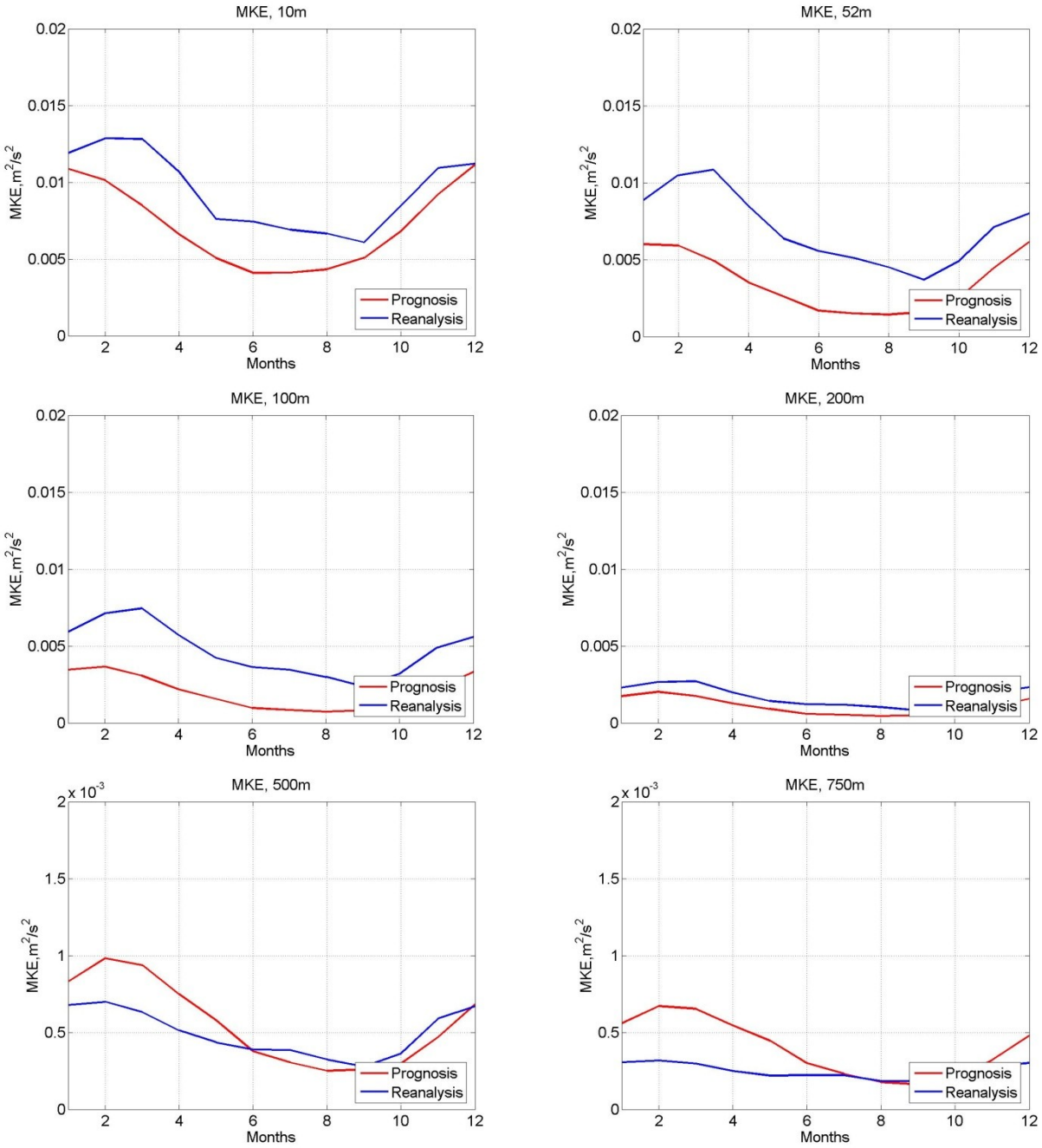
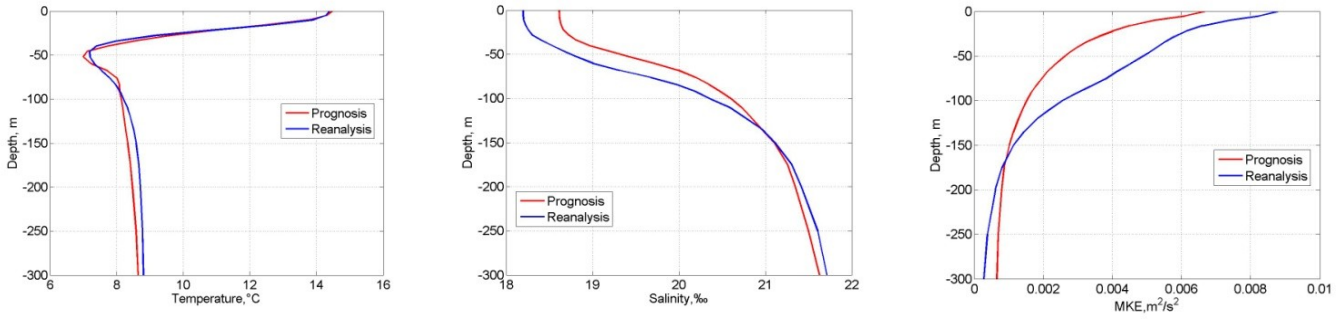


Рис.2.42 Среднемесячные значения средней по площади кинетической энергии течений на разных глубинах (красная линия - прогноз, синяя - реанализ).

Среднемесячное вертикальное распределение. На рис.2.44 приведены среднемесячные вертикальные профили средней по площади кинетической энергии течений. Поведение среднемесячных профилей подобно среднему за весь десятилетний период: в верхних слоях выше значения при реанализе, в нижних – при прогнозе. Однако, меняется глубина залегания точки пересечения профилей:

минимальная глубина - около140 м - в весенние месяцы, а максимальная - около 200 м - в осенний сезон.



а) б) в)

Рис.2.43 Средние за весь период вертикальные профили средних по площади температуры (а), солености (б) и кинетической энергии течений (в).

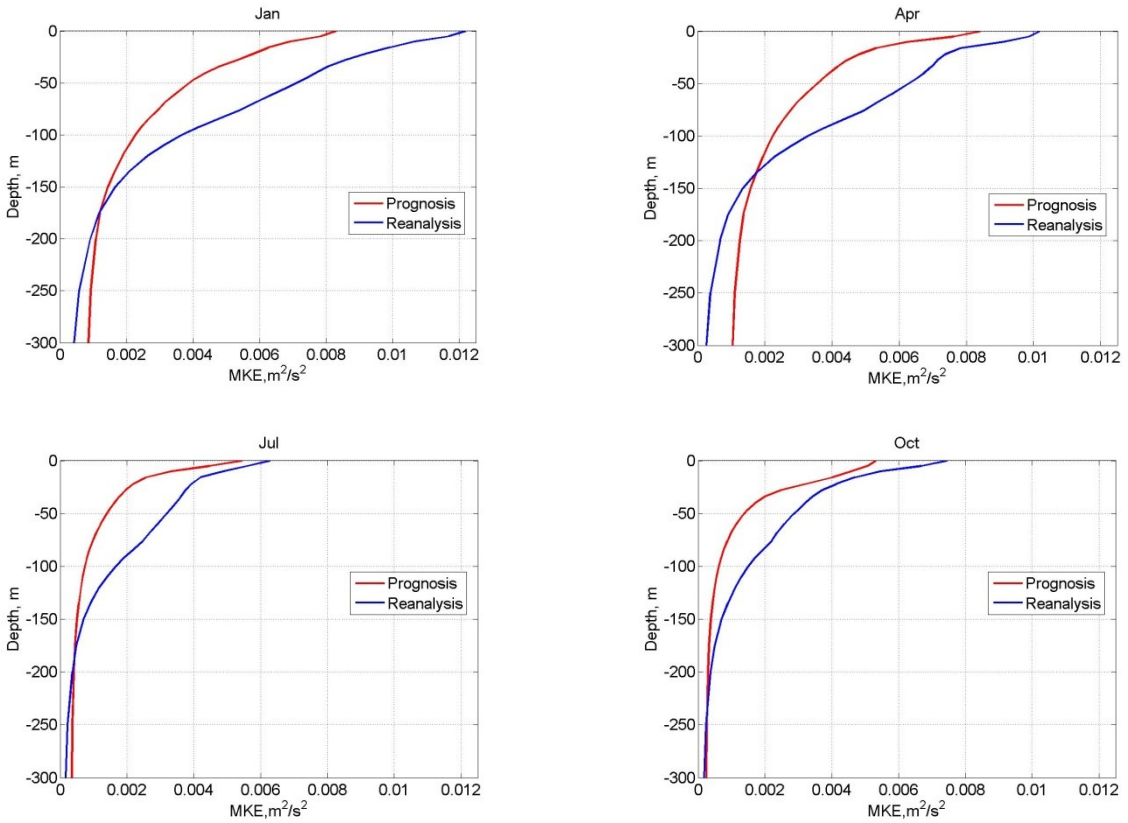


Рис.2.44 Среднемесячные вертикальные профили средней по площади кинетической энергии течений (красная линия - прогноз, синяя - реанализ).

Среднемесячные вертикальные профили средней по площади солености (рис. 2.45), так же, как и в случае с кинетической энергией, подобны среднему за весь десятилетний период: примерно, до 150 м выше значения при реанализе, а глубже – при прогнозе.

Эволюция среднемесячных вертикальных профилей средней по площади температуры (рис.2.46) носит более сложный характер.В верхнем 25-метровом слое имеет место расхождение по фазе, а именно: в январе значения температуры выше почти на 1 градус при прогнозе, в феврале они становятся равными а, далее, вплоть до августа ситуация меняется на противоположную. Начиная с августа, снова температура при прогнозе выше.

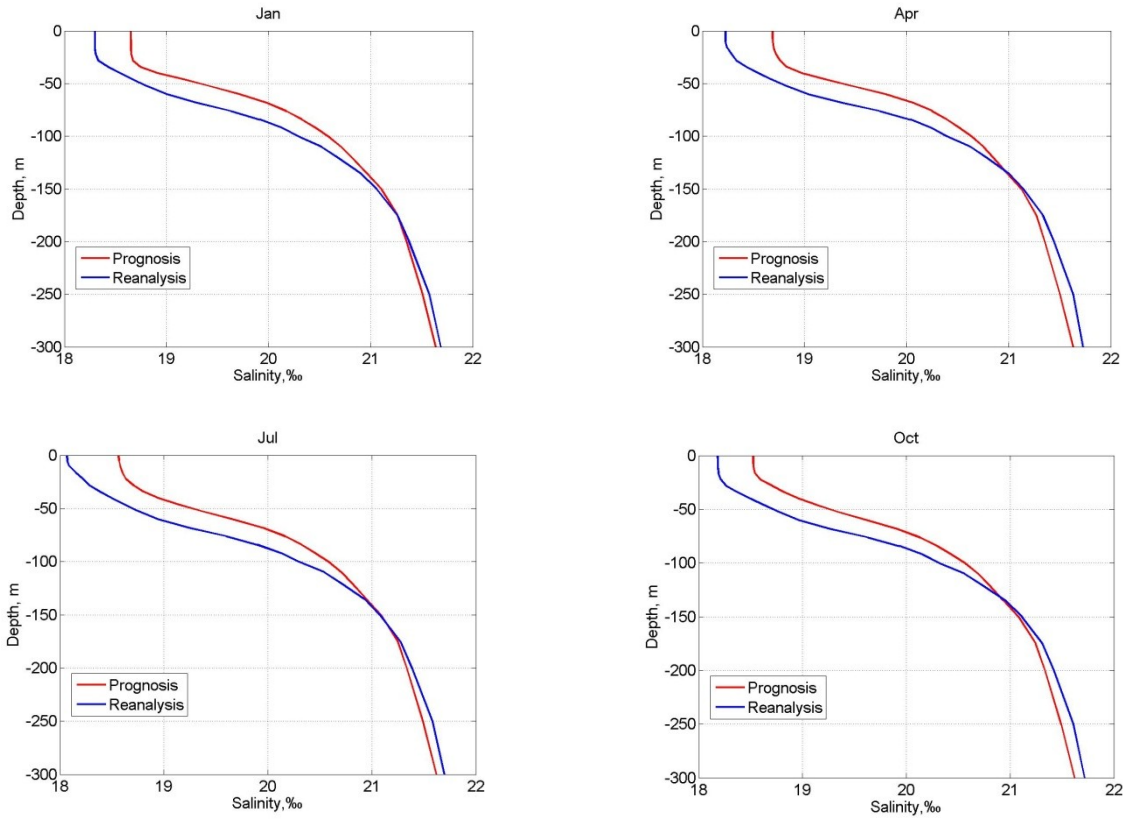


Рис.2.45 Среднемесячные вертикальные профили средней по площади солености(красная линия - прогноз, синяя - реанализ).

С апреля по сентябрь ХПС при прогнозе несколько тоньше и температура в нем ниже, чем при реанализе. Ядро ХПС расположено на глубине около 50 м. Примерно,

на глубинах в 75 м температура во все месяцы выше при прогнозе, а ниже 100 м – выше при реанализе.

Стандартное отклонение. На рис. 2.47 приведены карты распределения среднеквадратичного отклонения разности значений солености (std) за весь период расчета на различных горизонтах, полученных при прогнозе и реанализе. На глубине 10 м почти на всей акватории величина отклонения не превышает 0.3 промилле, за исключением очень маленькой области в районе устья Дуная, где она доходит до 0.8 промилле. Максимальные отклонения – до 0.5 промилле - наблюдаются на глубинах около 50 м в западном циклоническом круговороте. На периферии ОЧТ они минимальны. На глубине 100 м максимальные отклонения (до 0.25 промилле) имеют место в районе Батумского антициклона и в небольших областях на западе акватории. На 200 метрах распределение СКО практически однородно со значением 0.1 промилле. В слое от 500 до 1000 м наибольшие отклонения имеют место в центральной части бассейна, где они достигают значений в 0.04 промилле. На глубине 1950 м отклонения меньше в 2 раза - около 0.02 промилле. Среднеквадратичные отклонения разности значений температуры (рис. 2.48) наибольшие в верхних слоях моря: до 0.9^0С на глубине 10 м. На глубине 52 м такие высокие значения сохраняются лишь на периферии ОЧТ в западной части бассейна, на остальной площади акватории они не превышают 0.5^0С. Глубже, примерно, до 200 м такая тенденция сохраняется, при этом в центральной части отклонение не превышает 0.1^0С. Глубже 500 м отклонения совсем незначительны и колеблются около 0.0^0С.

Холодный промежуточный слой. Важной характеристикой термохалинной структуры Черного моря является холодный промежуточный слой. На рис. 2.49 приведен график эволюции средней по акватории толщины холодного промежуточного слоя при прогнозе и реанализе на протяжении всего периода расчета. Изменение толщины ХПС происходит достаточно синхронно, однако, её значение при реанализе выше в зимние сезоны. В летние же сезоны до 1989 г. толщина ХПС выше при прогнозе, далее до 1993г.- при реанализе, а в 1993 г. снова при прогнозе. Аналогичным образом ведет себя и холодозапас ХПС (рис. 2.50).

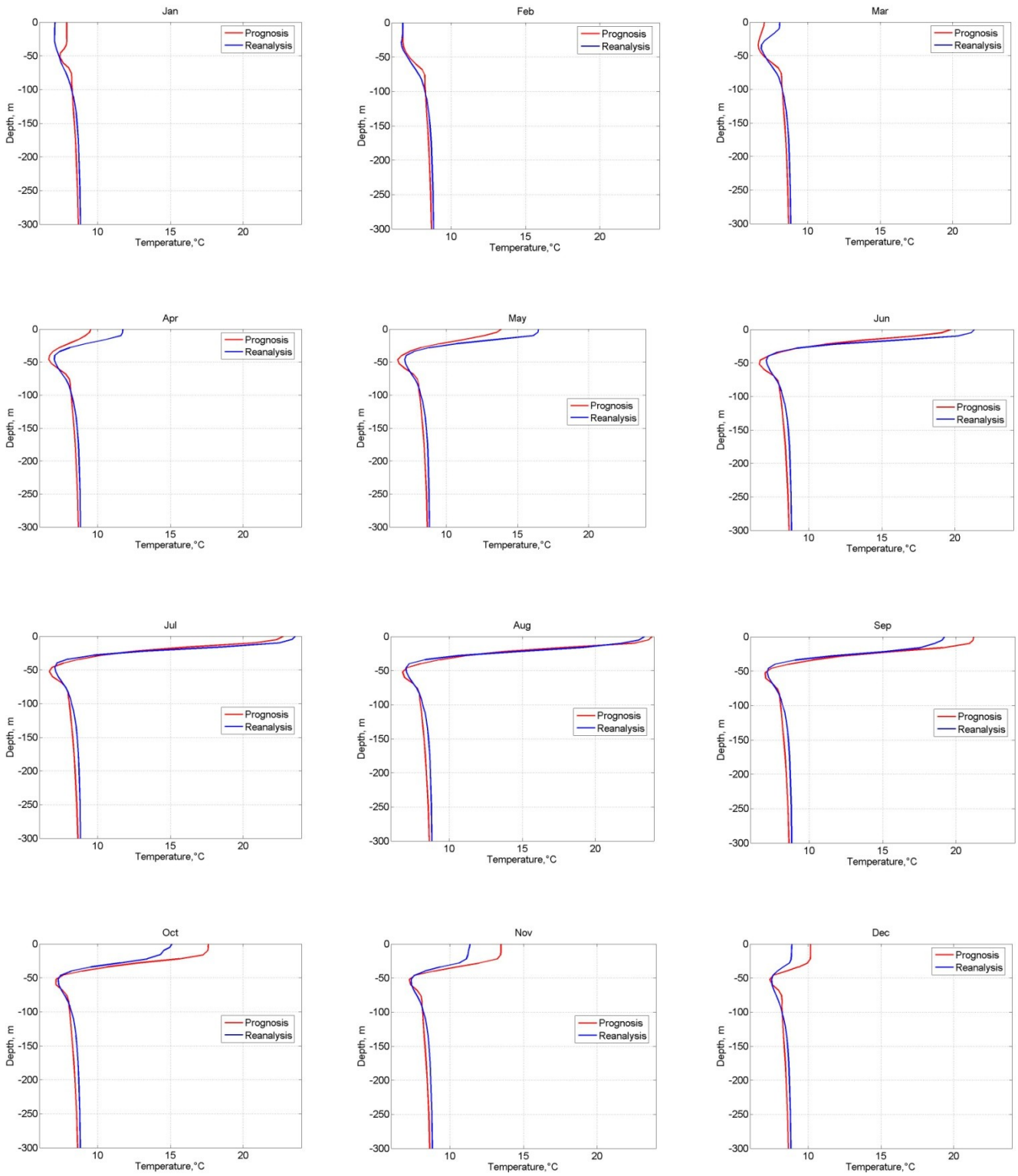


Рис.2.46 Среднемесячные вертикальные профили средней по площади температуры(красная линия - прогноз, синяя - реанализ).

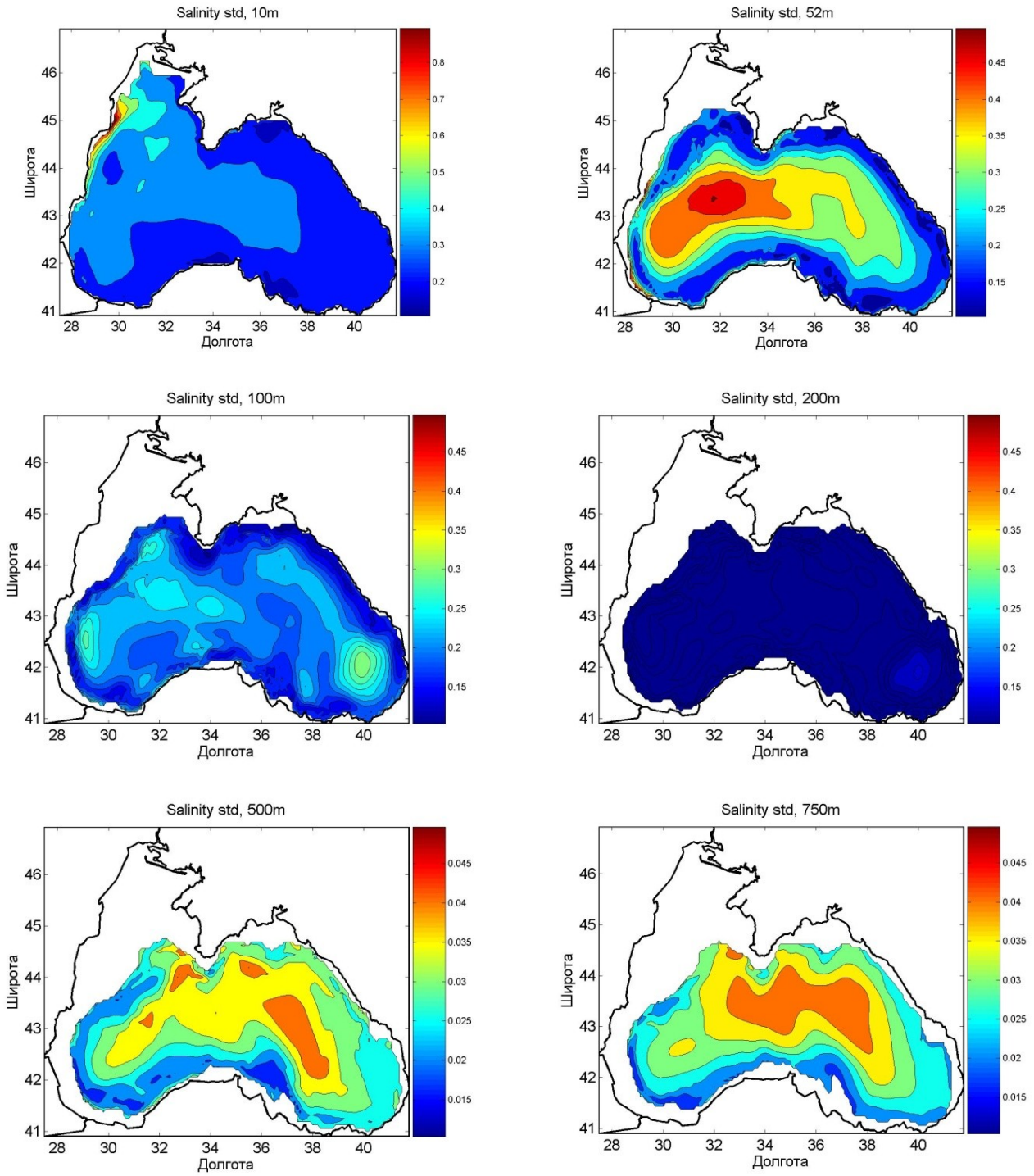


Рис.2.47 Среднеквадратичное отклонение (std) разности значений солености при прогнозе и реанализе на разных глубинах.

При реанализе ХПС располагается глубже: нижняя его граница располагается в районе 80 м, а верхняя около 30 м. В то время, как при прогнозе нижняя граница достигает глубин 60-70 м, а верхняя располагается, примерно, на 10 м.

*Верхний квазиоднородный слой***.** На рис. 2.51. приведен график эволюции средней по акватории толщины верхнего квазиоднородного слоя при прогнозе и реанализе на протяжении всего периода расчета. Здесь можно отметить, что наблюдается сдвиг фаз: максимальных значений толщина ВКС при прогнозе

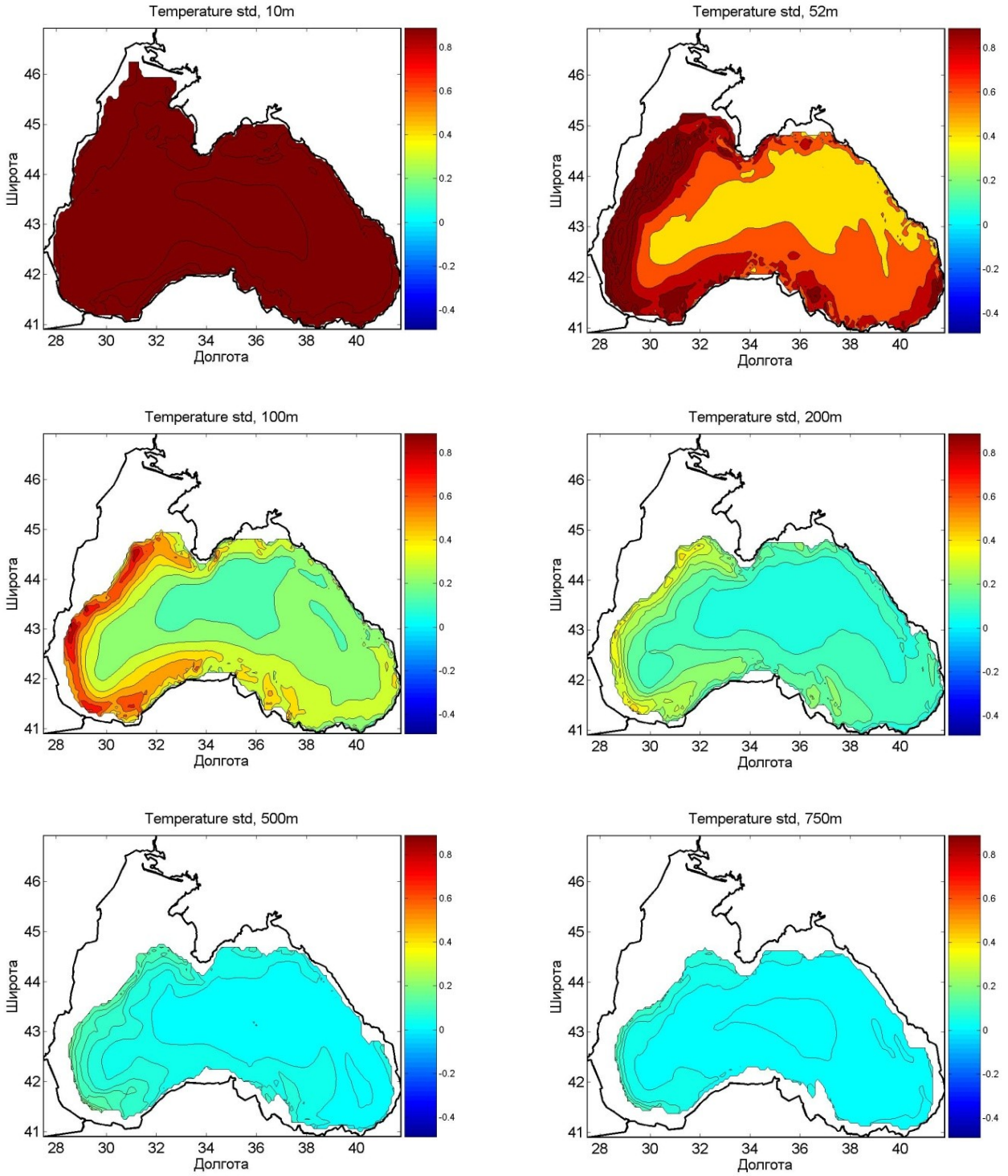


Рис.2.48 Среднеквадратичное отклонение (std) разности значений температуры при прогнозе и реанализе на разных глубинах

достигает, примерно, на два месяца позже. Причем, как правило, эти значения на 10-20 м ниже, чем при реанализе.

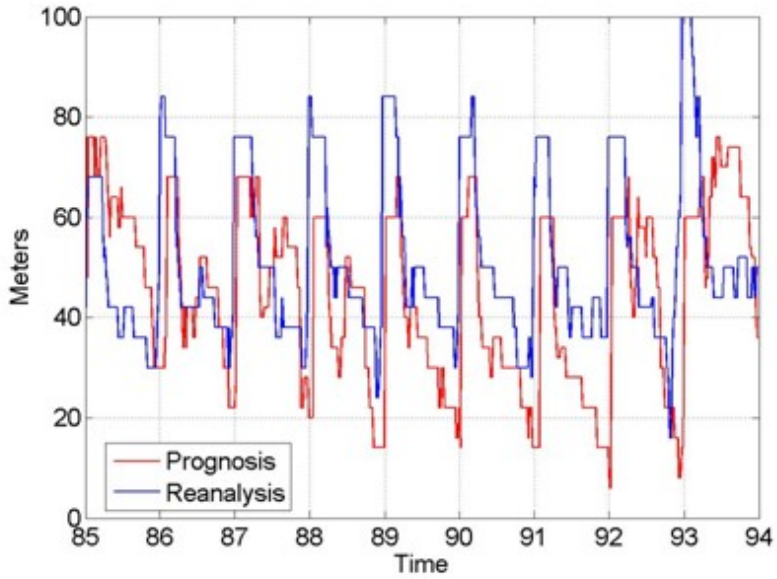


Рис.2.49 Эволюция средней по акватории толщины холодного промежуточного слоя (м) при прогнозе и реанализе.

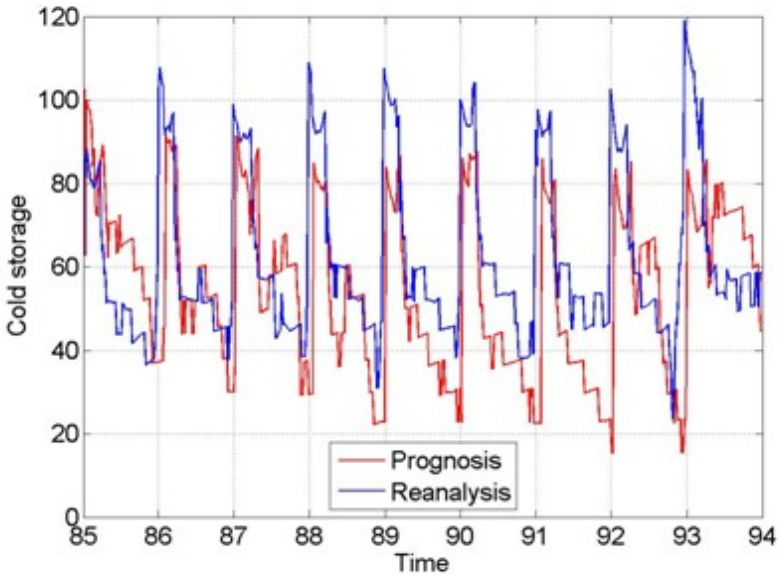


Рис.2.50 Эволюция среднего по акватории холодозапаса холодного промежуточного слоя (градС*м) при прогнозе и реанализе.

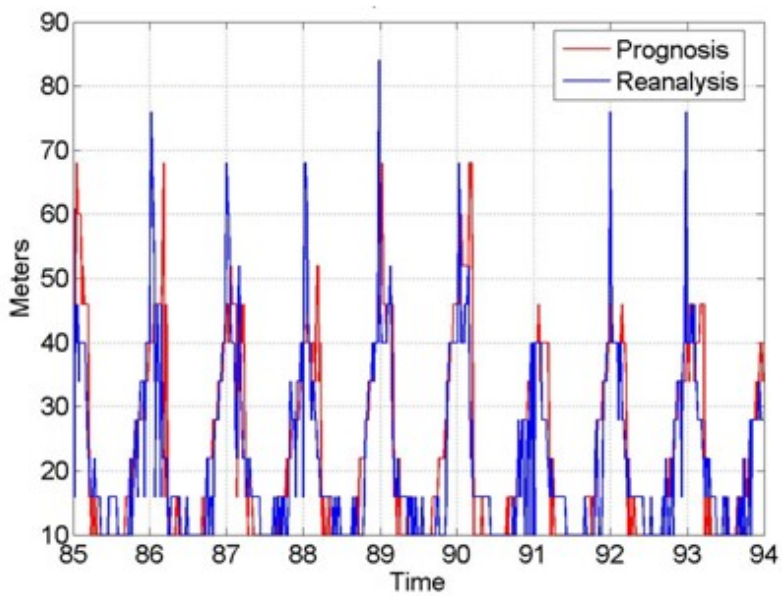


Рис.2.51 Эволюция средней по акватории толщины верхнего квазиоднородного слоя (м) при прогнозе и реанализе.

Резюме. Проведенное сопоставление свидетельствует, что действительно, фазовые траектории термогидродинамической системы Черного моря в пространстве состояний отличаются в прогностическом расчете и расчете с ассимиляцией данных наблюдений при одних и тех же возбуждающих силах. Однако, эти отличия даже при достаточно длительном проведенном расчете не приводят к катастрофическим расхождениям. Используемая модель качественно правильно воспроизводит стратификацию Черного моря и её эволюцию на масштабах десятилетий, что позволяет сделать вывод о том, что на её основе можно проводить гидродинамическую интерполяцию данных наблюдений с целью восстановления истинного состояния Черного моря. При этом ассимиляция архивных данных корректирует чисто прогностический расчет в сторону лучшего количественного соответствия модельных полей данным наблюдений.

2.4.4. Анализ процессов формирования холодного промежуточного слоя по результатам реанализа гидрофизических полей Черного моря за 1971–1993 гг.

Важным и интересным вопросом, относящимся к формированию гидрологической структуры вод деятельного слоя (ДС) Черного моря, является изучение процессов формирования холодного промежуточного слоя. В настоящем подразделе на основе данных реанализа гидрофизических полей за период 1971 – 1993 гг. исследуются механизмы формирования ХПС: адвективный - связанный с адвекцией холодных вод, формирующихся на северо-западном шельфе, и конвективный – обусловленный зимней конвекцией внутри циклонических круговоротов в центральной части моря. Рассматриваются периоды чередования атмосферного воздействия: аномально теплой зимы 1980 – 1981 гг., нормальной зимы 1987 – 1988 гг. и холодной зимы 1992 – 1993 гг.

Большинством океанологов в настоящее время поддерживается как “адвекционная” гипотеза происхождения ХПС [19,87,148,180], так и формирование холодных промежуточных вод в середине основных циклонических круговоротов вод моря [11,64,74,139,148,], обусловленное процессами конвекции. Предположение об адвекционном формировании ХПС появилось в 50-х годах прошлого века [87]. В соответствии с ним холодные воды, которые образуются в мелководном северо-западном районе моря в результате зимнего выхолаживания, вовлекаются в подповерхностный слой, захватываются течениями и разносятся по всей акватории. Отметим работы [19,180], в которых адвективный процесс обновления вод холодного слоя был подтвержден и частично детализирован, основываясь на данных февральских съемок 1957 и 1958 гг. и февральско – мартовских съемок 1985 г. в западном и северо-западном районах моря. Работа [139], в которой по данным анализа температуры и солености на разрезе в восточной части моря сделан вывод о том, что основные очаги образования холодных вод в Черном море приурочены к центрам циклонических круговоротов, была первой в этом направлении исследований. Зимнее конвективное перемешивание и встречный подъем более

соленых вод здесь способствуют постепенному проникновению поверхностных холодных вод вглубь. Такое пополнение вод ХПС подтверждено позже в работе [74] на основе данных полигонных измерений, выполненных в центральной и северо-восточной областях, а также на гидрологическом разрезе по нормали к Кавказскому побережью.

Работы, посвященные изучению особенностей формирования ХПС Черного моря на основе численных гидротермодинамических моделей немногочисленны. В [159] авторы описывают процессы формирования и эволюции ХПС в Черном море в рамках квазиизопикнической многослойной модели, учитывающей верхний квазиоднородный слой, который в зависимости от внешних факторов может находиться в режимах вовлечения или субдукции. На основе построенной модели в [157] проводятся адаптационные расчеты с использованием среднемесячных климатических полей температуры и солености. Результаты моделирования показали, что ХПС формируется в определенных областях в результате субдукции вод из верхнего квазиоднородного слоя, образования слоев с относительно низкой температурой и распространения их по всему морю. Однако, в этих работах процесс формирования и переноса холодных вод в центрах крупномасштабных циклонических круговоротов подробно не обсуждается.

Оценки объемов холодных водных масс, образовавшихся в четырех областях Черного моря и пополнявших ХПС в период 1991-1995 гг., выполнены в работах [451,456] на основе модельных численных расчетов. Использовались численная модель циркуляции MOM [453] и данные об атмосферном воздействии UKMO (United Kingdom Meteorological Office, Handley Center). Расчеты проводились для западного континентального склона, центральной области с циклоническим вращением вод, северо-западной области и восточного района с учетом конвективного перемешивания.

В работах [38,79] представлены результаты анализа адвективного и конвективного процессов пополнения и обновления холодного промежуточного слоя Черного моря на основе данных, полученных в расчетах по трехмерной численной модели с использованием среднесезонных климатических полей

атмосферных параметров. Выявлено, что наряду с зимней конвекцией пополнение и обновление холодного промежуточного слоя в центральной части моря происходит также за счет транспорта течениями образующихся на северо-западе холодных вод. Пренебрежение влиянием рек и Босфора является недостатком работ [38,79].

Анализ сезонной изменчивости климатических полей ДС моря, реконструированных посредством ассимиляции климатических температуры и солености в модели [39], в которой учтено влияние рек и проливов, также подтвердил конвективное и адвективное формирование ХПС.

До настоящего времени многие вопросы, связанные с определением очагов зарождения холодных промежуточных вод, установлением их приоритетности, а также с физикой их формирования при реальной межгодовой изменчивости атмосферного воздействия, до конца не выяснены. Например, роль кросс-фронтального переноса, антициклонических прибрежных вихрей и др. В настоящем подразделе анализируются механизмы формирования ХПС: адвективный - связанный с адвекцией холодных вод, формирующихся на северо-западном шельфе, и конвективный – обусловленный зимней конвекцией внутри циклонических круговоротов в центральной части моря, по данным ретроспективного расчета эволюции гидрофизических полей за более, чем двадцатилетний период, рассматривая отрезки времени, в которых происходило чередование атмосферного воздействия: аномально теплой зимы 1980 – 1981 гг., нормальной зимы 1987 – 1988 гг. и холодной зимы 1992 – 1993 гг., т.е. в условиях близких к реальной изменчивости гидрологических и метеорологических характеристик Черного моря [342].

*Используемые данные***.** Для определения очагов зарождения холодных вод анализировались поля температуры, солености, плотности и течений, воспроизведенные в ретроспективном анализе гидрофизических полей моря за период 1971 – 1993 гг. и частично описанные в подразделе 2.4.2. Использовались данные расчета с дискретностью по времени 1 сутки. В подразделе 2.4.2 на основе анализа межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры в слое 0 – 300 м получена косвенная оценка холодозапаса холодного промежуточного

слоя моря [338]. Как было отмечено, 1976, 1985, 1987, 1989, 1992 и 1993гг. характеризуются повышенным холодозапасом ХПС, обусловленным холодными (1976, 1985, 1992, 1993 гг.) и нормальными (1987, 1988, 1989 гг.) зимними термическими условиями в атмосфере [173]. Низкий холодозапас отмечается в 1971, 1975, 1977, 1980, 1981, 1982 и 1984 гг. Самый малый холодозапас ХПС наблюдается в 1981 г., в котором термические условия зимы были аномально теплыми [173].

Выявленные межгодовые особенности холодозапаса ХПС предоставляют возможность выбрать для детального анализа гидрофизических полей характерные годы, учитывая в первую очередь зимние термические условия атмосферы. Имеющиеся массивы температуры, солености, плотности и течений позволяют с временной дискретностью одни сутки проследить особенности их сезонной эволюции.

Сезонная изменчивость полей температуры, солености, плотности, горизонтальных и вертикальных течений, а также эволюция их от года к году позволяет определить возникающие очаги поверхностных холодных вод и проследить их динамику. Наиболее подходящими месяцами для этого являются ноябрь-март. Именно в эти месяцы интенсивно охлаждаются воды в мелководной северо-западной области моря, развивается процесс зимнего конвективного перемешивания и усиливается циркуляция вод. С учетом отмеченного для исследования процессов формирования ХПС были выбраны характерные осеннее-зимние термохалинные и динамические условия 1980-1981 гг., 1987-1988 гг. и 1992-1993 гг.

Адвективное формирование ХПС. Адвективный процесс пополнения и обновления ХПС проиллюстрируем на примере анализа распределений температуры, плотности и скорости течений в осенне-зимний период 1987-1988 гг.(нормальная зима). В результате осенне-зимнего охлаждения поверхностного слоя на северо-западном шельфе (СЗШ) наблюдаются холодные воды с температурой $5°C \leq T \leq 8°C$ (рис. 2.52,2.53). Заметим, что 9-16.12.1987 г. в слое от поверхности до глубины 30 м холодная вода присутствует только на северном, северо-западном шельфе и континентальном склоне. Благодаря охлаждению и зимней конвекции толщина верхнего перемешанного слоя здесь увеличивается, а слои холодной воды

перемещаются в направлении открытого моря и сливаются с водами «старого» ХПС 19.12.1987 г. примерно на 45° с. ш.

Процесс пополнения образовавшимися на СЗШ холодными водами старого ХПС 26.12.1987 г. четко виден на рис. 2.52а, хотя плотность этих вод меньше плотности верхней границы “старого” ХПС (14.25 усл. ед., рис. 2.52а,г). Такой же процесс слияния вод наблюдается также на других меридиональных разрезах, северная оконечность которых находится в зоне холодных вод северо-западного района моря. Появление холодной воды на шельфе по 31.5° в. д., имеющей плотность 14.25 усл. ед. и температуру 5° – 5.5°С, относится к 28.01.1988 г. Понижение температуры и уплотнение этих вод в дальнейшем (рис. 2.52б,д), а также перемещения их в направлении открытого моря наблюдается до 2.03.1988 г.

Обновленные воды ХПС транспортируются господствующими течениями на юго-запад, а затем по всему бассейну, включая его центральную часть (рис. 2.53а – в). Транспорт холодных вод в рассматриваемый период времени обеспечивается следующими особенностями циркуляции. Как показывает анализ, в поверхностном слое северо-западной мелководной области моря наблюдаются дрейфовые течения, направление которых формируется ветрами (рис.2.53а). Глубже и мористее в поверхностном слое градиентная составляющая преобладает над дрейфовой. Бароклинность и рельеф дна, как одни из основных факторов, определяющих течения моря, становятся основными.. Следовательно, транспорт обновленных вод ХПС в декабре 1987 г. контролировался такими известными структурами течений Черного моря как ОЧТ, западный циклонический круговорот вод, Северо-западный и Севастопольский антициклоны.

Особая роль принадлежит Севастопольскому вихрю, который северной ветвью транспортирует холодные воды дальше от очага их возникновения, а южной возвратной ветвью вовлекает их в ОЧТ и частично переносит перемешанные (более плотные) воды обратно. Этим можно объяснить тот факт, что в период с 19.12.1987 г. по 27.01.1988г. холодные воды, имея плотность меньше плотности верхней границы “старого” ХПС, обновляют воды «старого» ХПС (рис. 2.52а,г и 2.53а,б).

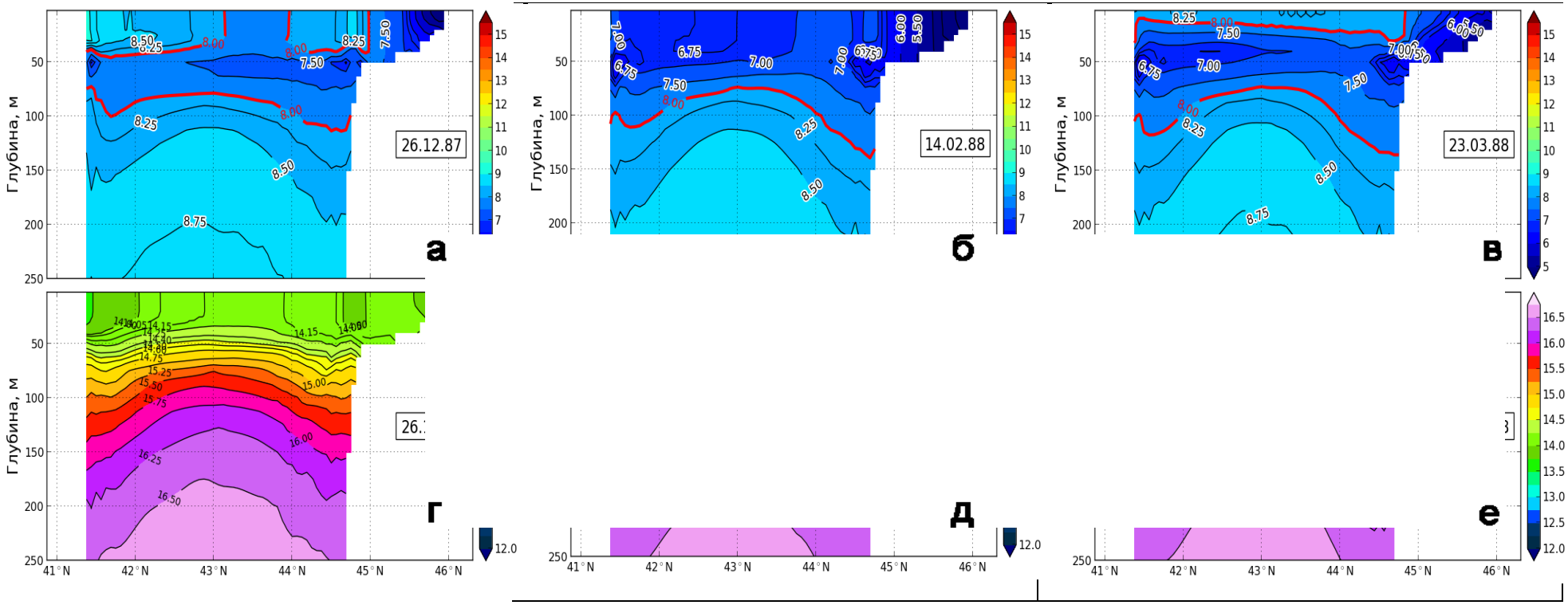


Рис. 2.52 Распределение температуры (а, б, в) и условной плотности (г, д, е) на разрезе по 31.5° в. д.: 26.12.1987 г. (а, г), 14.02.1987 г. (б, д) и 23.03.1988 г. (в, е). Красной линией выделена изотерма 8^{0}С.

Поверхностная температура глубоководной области моря в конце первой декады марта 1988г. постепенно повышается (рис.2.52,е). Температура поверхности моря на северо-западном шельфе достигает значения 8°С 5.04.1988г.

Далее будут рассмотрены особенности реализации адвективного процесса формирования ХПС в аномально теплых и холодных термических условиях зимы 1980–1981 гг. и 1992–1993 гг. соответственно остановимся ниже.

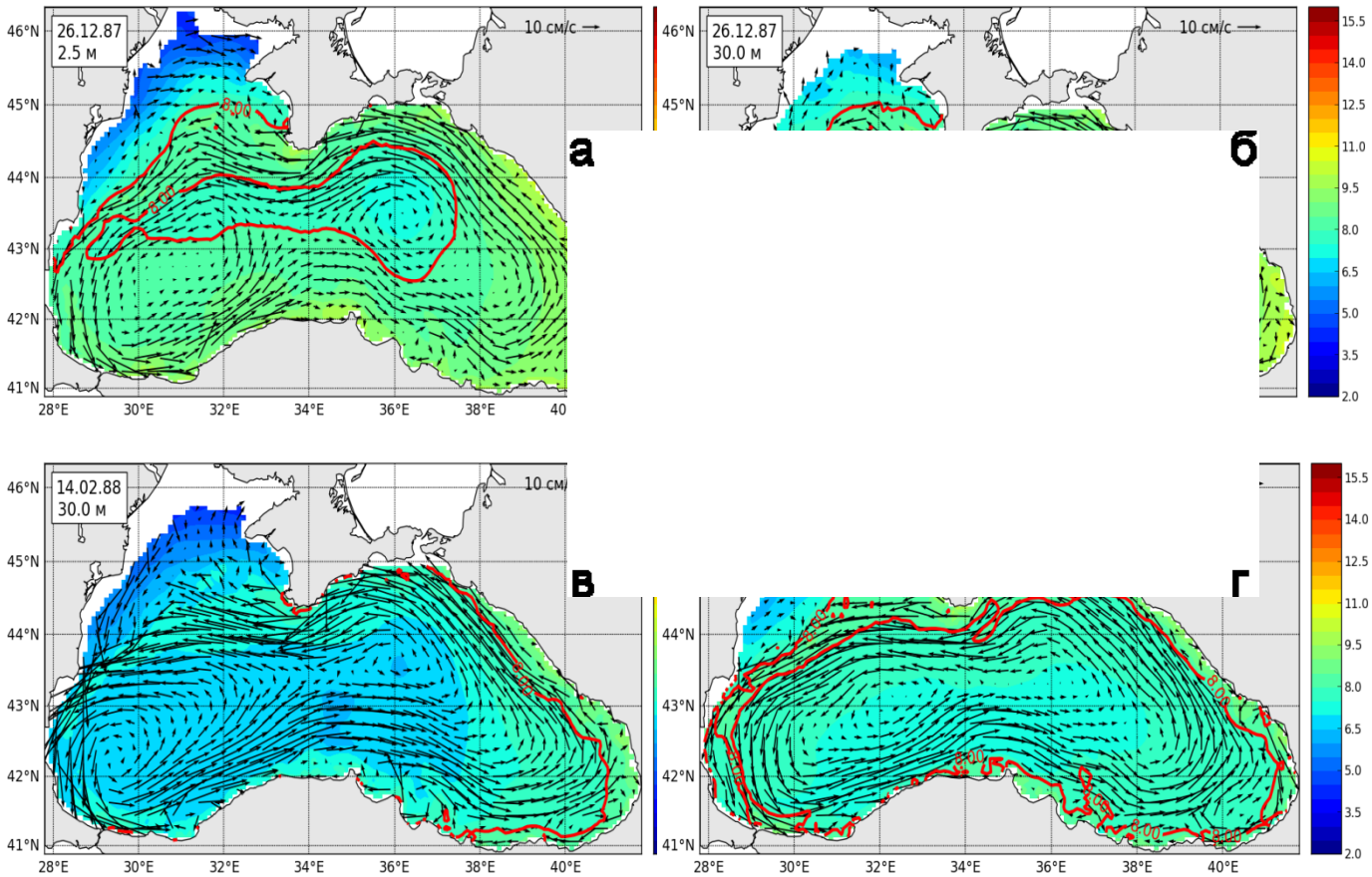


Рис. 2.53 Распределение температуры и скорости течений на поверхности моря 26.12.1987 г. (а) и на 30 м: 26.12.1987 г. (б), 14.02.1988 г. (в) и 7.04.1988 г. (г). Красной линией выделена изотерма 8^0С.

Конвективное формирование ХПС в середине основных циклонических круговоротов. Рассмотрим процесс локального формирования холодных промежуточных вод, обусловленный зимней проникающей конвекцией в 1987–1988 гг. над куполообразными изоповерхностями температуры, солености, плотности, возникающими вследствие подъема постоянного галоклина (пикноклина) в центре восточного циклонического круговорота. С этой целью анализировались распределения температуры, плотности и скорости течений на отдельных

горизонтах, разрезах и в восточной области подъема пикноклина.

Конвективный процесс отчетливо проявляется в распределении температуры на вертикальном разрезе по 43.5° с. ш. (рис.2.54). Область с пониженной поверхностной температурой (меньше 8°С) в центральной зоне восточного циклонического круговорота (ВЦК) появилась 23.12.1987 г. Спустя трое суток область, в которой температура оказалась <8°С на поверхности и на 30 м,

существенно увеличилась из-за адвекции холодных вод течениями (рис. 2.53а, б). Появление на поверхности моря холодного пятна между 43º и 44º с. ш. и 35º и 37º в. д. (рис. 2.54а,г) объясняется активизацией подъема глубинных вод из-за интенсификации зимней циркуляции. В это же время на горизонте 30 м в отмеченной выше области видна холодная вода, которая имеет температуру меньше 8°С и повышенную плотность (>14.25 усл. ед., рис. 2.54г). Очевидно происхождение этой воды – подъем ее из «старого» холодного промежуточного слоя (рис. 2.54а). Подъем относительно холодных и соленых вод в зоне восточного циклонического круговорота и охлаждение поверхностных вод способствуют образованию столба перемешанной аномально холодной воды, имеющей повышенную плотность (рис. 2.54б, д).

Представляет интерес выполнить более подробный анализ распределения термохалинных характеристик непосредственно в зоне аномально холодного столба воды 31.12.1987 г. с целью выяснения особенностей реализации исследуемого процесса.

На рис. 2.56в видно, что в центре пятна аномально холодных поверхностных вод над куполом пикноклина глубина залегания основания столба перемешанной воды (28 м), имеющей повышенную соленость (плотность), меньше, чем аналогичные глубины в окрестности пятна (30 – 40 м). Следовательно, конвекция в центре пятна не распространяется глубже 28 м, поскольку ее проникновению препятствует главный пикноклин вследствие подъема более соленых глубинных вод, обусловленного восточным циклоническим круговоротом (рис. 2.55б). Для интенсивного развития зимней конвекции важным является метеорологический фактор.

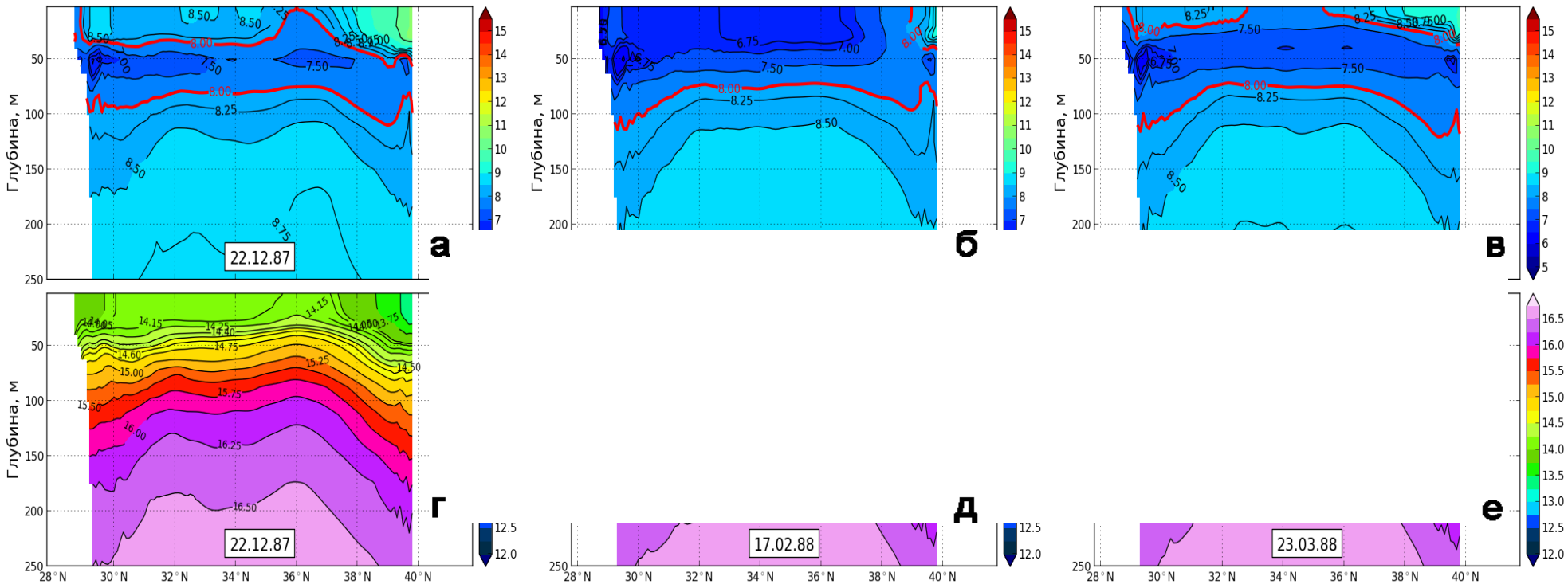


Рис. 2.54 Распределение температуры (а, б, в) и условной плотности (г, д, е) на разрезе по 43.5° с. ш.: 22.12.1987 г. (а, г), 17.02.1988 г. (б, д) и 23.03.1988 г. (в, е).

Так, вторжение холодного воздуха на акваторию моря, имевшего температуру < 0°С, было 24 – 26 декабря 1987 г. Температура, соленость и плотность в центре пятна на поверхности моря равнялась 6.8°С, 18.47 ‰ и 14.45 усл. ед. соответственно (рис. 2.55а,г). Значение температуры и солености на изопикнической поверхности 14.5 усл. ед., находящейся в центральной части пятна на глубинах 28 – 28.5 м, равно 6.9°С и 18.54‰ (рис. 2.56а).

Аномально холодная поверхностная вода благодаря своей плотности постепенно заглубляется [11], вовлекается в циклоническую циркуляцию и распространяется по всему морю, обновляя воды «старого» ХПС (рис. 2.53а,б). Свидетельством этого являются также карты, приведенные на рис. 2.56.

В работах [139,140] на основе данных наблюдений сделан важный вывод о том, что холодные уплотненные воды, не проникая через вершину купола, сползают по склонам пикноклина, пополняя ХПС. Такие же результаты получены в [148] по более поздним данным измерений в феврале – марте 1985 г. Отметим, что в упомянутых работах в окрестностях исследуемых холодных пятен наблюдаются инверсии по температуре, на основе которых и сделан отмеченный вывод. Подобную неустойчивость по температуре в результатах реанализа мы не получили вследствие интенсивного перемешивания воды в зимний период в окрестности холодного пятна. Представляются показательными распределения температуры по всему морю на выбранных изопикнических поверхностях 14.5 и 15.15 усл. ед. (рис. 2.56а,б). Видно, что холодная вода рассматриваемого пятна с течением времени накапливается и растекается по изопикническим поверхностям. С момента появления пятна холодной воды на поверхности (23.12.1987 г.) прошло 8 суток. Сопоставление распределения температуры на изоповерхности условной плотности 15.15 усл. ед. (рис.2.56б) с глубинами изоповерхности позволяет сделать вывод о растекании холодной трансформированной воды исследуемого пятна с подводной вершины под пятном (глубина 47.5 м) к ее подошве. *TS*- кривые (рис. 2.56в), построенные в точках вершины (по 43.5°, 43.6° с. ш. и 35.7° – 36.6° в. д., кривые 1), в точках подошвы (43.3°, 43.38° с. ш. и 34.2° – 34.8° в. д., кривые 2) и в точках СЗШ (45.33°, 45.44° с. ш. и 30.2° – 32.2° в. д. кривые 3), являются подтверждением этому. Видно, что *TS* – индексы вод вершины и подошвы на изопикнах 15.1, 15.2 усл. ед. (кривые 1 и 2) близки между собою. Это может означать, что происхождение этих вод является результатом конвекционного механизма формирования ХПС в середине восточного циклонического круговорота. *TS*-индексы холодных вод северо-западной области (кривые 3) показывают, что эти воды на поверхности моря по сравнению с поверхностными водами холодного пятна имеют существенно меньшую температуру,

соленость и плотность. Необходимо отметить, что полученные особенности распределения температуры на изопикнических поверхностях и *TS* – индексы определяются как атмосферным воздействием, так и коррекцией данными наблюдений температуры и солености в соответствии с процедурой ассимиляции.

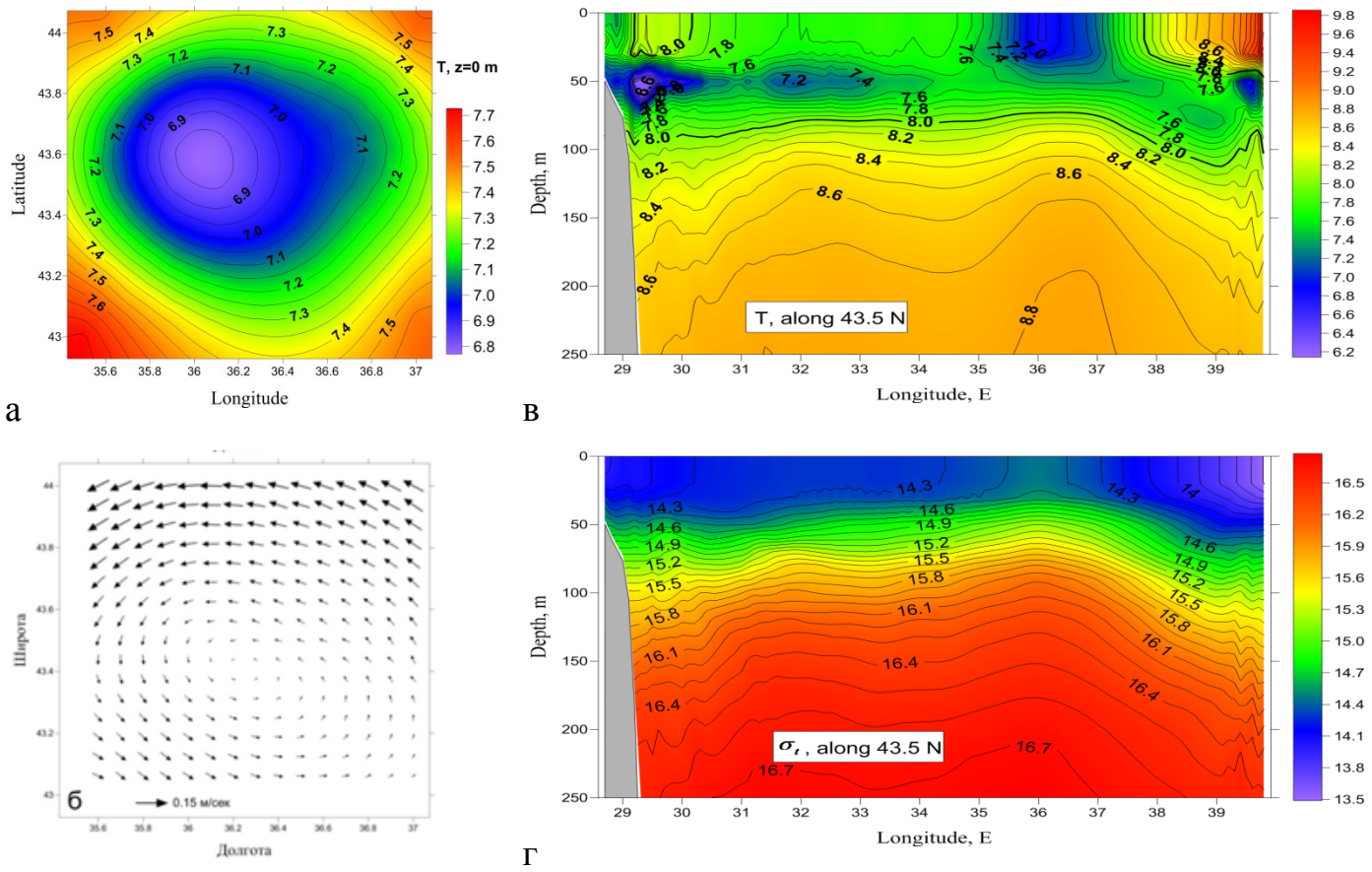


Рис. 2.55 Распределение поверхностной температуры в холодном пятне (а), скорости течений на глубине 30 м под пятном (б), температуры (в) и условной плотности (г) на разрезе по 43.5 с. ш. 31.12.1987 г.

Более холодная, чем в декабре, январская поверхностная вода пятна характеризуется следующими данными: температура, соленость и плотность в центре пятна равна 6.26°С, 18.54‰ и 14.55 усл. ед. соответственно. Глубина залегания изоповерхности 6.3°С, характеризующая глубину перемешанной аномально холодной воды пятна, равна 27 м. Плотность воды на этой изоповерхности в пятне выше плотности окружающей воды, поэтому она

постепенно заглубляется и трансформируется, а далее циклонической циркуляцией распространяется по всему бассейну (рис.2.54в,г). Как и выше, показателем возможного растекания аномально холодной воды пятна по склонам купола пикноклина является структура распределения температуры на изопикнических поверхностях 15.15 – 15.6 усл. ед. (последняя – нижняя граница ХПС), глубина этих поверхностей, а также *TS*-индексы вод вершины изоповерхности под пятном и ее окрестностей.

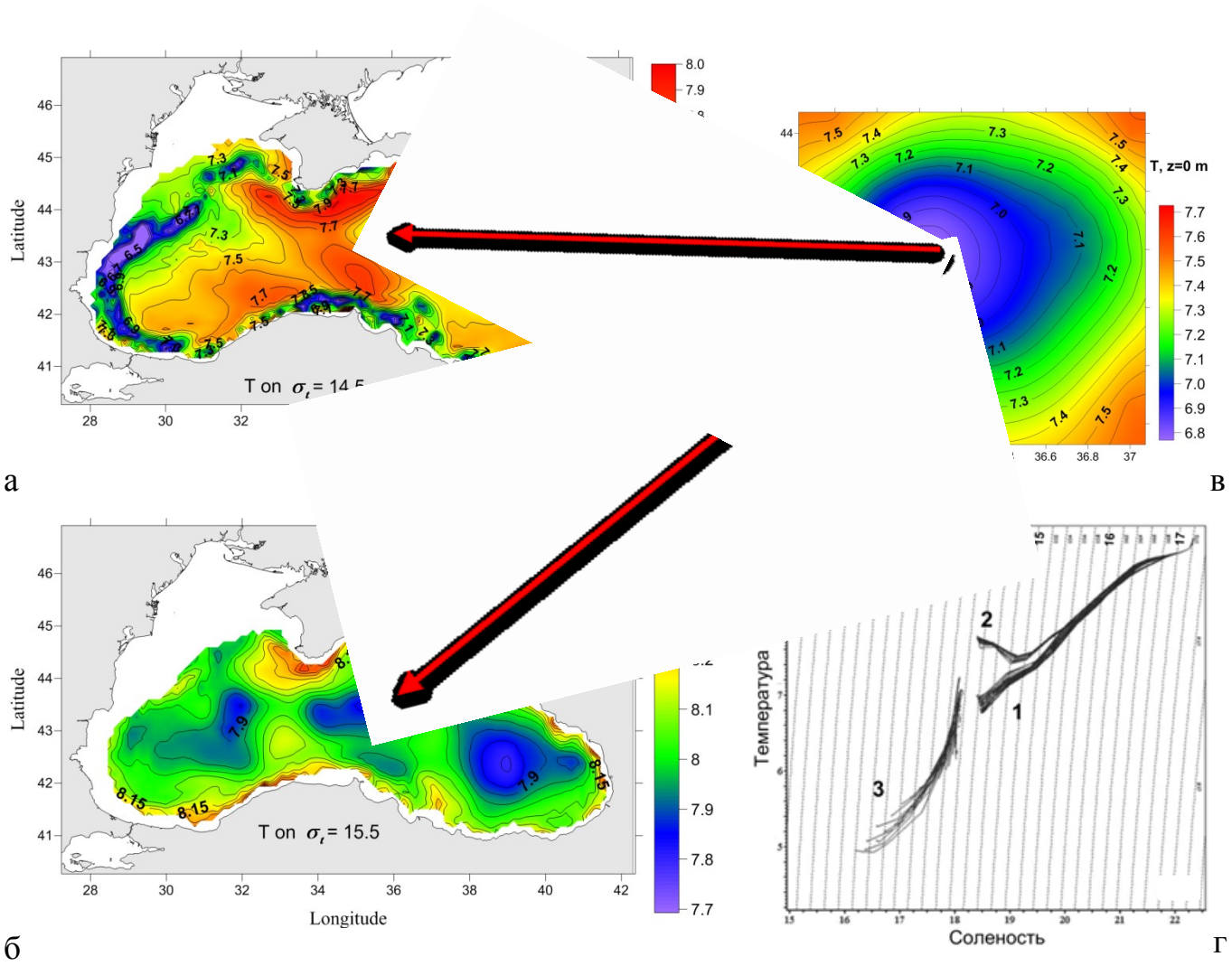


Рис. 2.56 Распределение температуры 31.12.1987 г. на изопикнических поверхностях 14.5 (а) и 15.15 (б) усл. ед.; поверхностная температура в холодном пятне; TS – кривые (в) в точках пятна холодной воды (кривые 1, 2), в точках на СЗШ и в районе свала глубин (кривая 3) (г).

Анализ температуры на поверхности моря, разрезе вдоль 43.5° с. ш. позволил установить, что поверхностная температура медленно повышалась в последнюю декаду февраля 1988 г. Активное пополнение холодных промежуточных вод посредством конвективного перемешивания в центре восточного циклонического круговорота продолжалось в период с 23.12.1987 г. по 15.03.1988 г.

Описанный выше сценарий пополнения и обновления холодных промежуточных вод в центре восточного циклонического круговорота, выявленный по результатам реанализа, хорошо согласуется с результатами работы [140]. В этой работе выполнен тщательный анализ конвективного процесса обновления и пополнения “старого” ХПС по данным наблюдений температуры и солености на гидрологической съемке, выполненной 11.03 – 2.04.1983 г. в восточной части Черноморского бассейна. В ней отмечается, что основной вклад в формирование аномальных гидрологических характеристик на поверхности моря вносит кинематический фактор, приводящий в зимнее время к интенсивному подъему пикноклина в центрах циклонических круговоротов и вытеснению к поверхности более холодных и соленых вод из “старого” ХПС. Метеорологический фактор (вторжение холодных и сухих воздушных масс на акваторию моря), хотя и способствует конвективному перемешиванию в аномально холодных пятнах, все же играет второстепенную роль.

Так, по данным реанализа ERA-40 в декабре 1987 г. было два периода с понижениями температуры атмосферы в области восточного циклонического круговорота. Первый наблюдался с 10.12 по 14.12.1987 г. с температурой от 2.5°C до 4°C (разность температуры воды и воздуха составляла 4.5°C – 6.5°C). Второй – с 22.12 по 27.12.1987 г. над акваторией моря с температурой от +5.5°C до −0.5°C (разность температуры воды и воздуха составляла 1.5°C – 8.5°C). В это же время (23.12.1987 г.) в появившемся на поверхности моря пятне вода имела температуру >7.5°C. Но уже 31.12.1987 г. в центре холодного пятна на поверхности моря температура понизилась до 6.8°C (рис. 3.56а), а температура воздуха была 7°C. В феврале – марте вторжения холодного воздуха на акваторию моря, имевшего температуру ≤2°C, включая отрицательные его значения, наблюдались 15 – 18.01, 21 – 26.01, 28 – 31.01.1987 г., 1 – 4.02, 17 – 18.02, 22 – 25.02.1988 г.

Приведенный авторами работ [140,148] вывод о том, что основные очаги формирования холодных промежуточных вод моря находятся в центрах основных циклонических круговоротов, требует подтверждения в дальнейшем. Необходимо исследование взаимодействия поверхностных холодных и нижележащих вод, а также уточнение времени распространения холодных вод от центров циклонических круговоротов к их периферии. Необходимо изучение взаимодействия образующихся на СЗШ и вдоль западного материкового склона холодных вод со спорадически образовывающимися холодными водами в локальных областях – центрах циклонических круговоротов.

Межгодовые особенности пополнения и обновления ХПС. Приведем результаты анализа гидрологических характеристик моря в холодную зиму 1992 – 1993 гг. и в зимний период 1980 – 1981 гг., в котором термические условия атмосферы были аномально теплыми [173].

Картина эволюции полей температуры и плотности на разрезе по 31.5° в. д. (рис. 2.57) в аномально холодный период свидетельствует об адвективном процессе пополнения и обновления ХПС. Причем, холодные воды материкового склона, имеющие температуру <8°С и плотность меньшую чем плотность воды верхней границы “старого” ХПС (14.25 усл. ед.), опускаются вниз и сливаются с водами “старого” ХПС 9.12.1992 г. Появление холодной воды на шельфе на разрезе по 31.5° в. д., имеющей температуру меньше 5°С и плотность >14.25 усл. ед., относится к 15.01.1993 г. Отметим, что минимальные значения солености, температуры и плотности шельфовых вод на 30.01.1993 г. равны 17.85‰, 1.5°С, 14.25 усл. ед. соответственно, в то время, как на эту же дату, но в период нормальной зимы, т.е. на 30.01.1988 г. они равны 17.75‰, 3°С и 14.1 усл. ед..

Распределения температуры на меридиональных разрезах через северо-западную часть моря, в частности вдоль 31.5 в. д. (рис.2.52,2.57), на отмеченную дату свидетельствуют о существенном увеличении объемов холодной воды в зиму 1993 года по сравнению с зимой 1988г. Понижение температуры и уплотнение этих вод, а также перемещение их в направлении открытого моря и дальнейшее

распространение по акватории моря наблюдается до 20.03.1993 г. (рис. 2.57в,е, рис. 2.59г).

Холодное пятно поверхностной воды в холодную зиму появилось 15.12.1992 г. избирательно над центром восточного циклонического круговорота (43.5° с. ш., 36.0 в. д., рис.2.58а,г). Этому предшествовали два вторжения холодной воздушной массы на акваторию Черного моря в ноябре и одно в декабре 1992 г. Первая волна холодного воздуха отмечается 10 – 12.11.1992 г. (температура менялась от 6.5°С до 4°С). Вторая – 23 – 26.11.1992 г. (температура воздуха менялась от 5.5°С до 2.5°С). Третья волна наблюдается 1 – 4.12.1992 г. с температурой воздуха 6 – 1°С.

Остановимся на анализе гидрологических характеристик, полученных на 30 января 1993 г. после продолжительного присутствия холодной воздушной массы в исследуемой области моря в период 18.12.1992 – 11.01.1993 гг. Отметим, что температура воздуха в этот период изменялась от +3.5°С до −2.5°С. На разрезе вдоль 43.5°с. ш. между 35.5° и 37.5° в. д. четко выделяется пятно однородной холодной воды (рис. 2.58б,д). Минимальная температура, максимальные соленость и плотность в центре пятна равнялась 5.62°С, 18.59 ‰, и 14.64 усл. ед. соответственно. «След» распространения вглубь холодной и уплотненной воды от этого поверхностного пятна виден на рис. 2.59б. Можно отметить растекание трансформированной холодной воды с находящейся непосредственно под пятном вершины изопикнической поверхности 15.6 усл. ед. (изотерма 7.4°С, глубина 71.3 м), глубина залегания которой слабо меняется в центральной области моря. Подтверждение этому тезису можно увидеть на графиках *TS*-кривых, построенных в разных районах моря: в двух точках, расположенных на вершине этой изопикнической поверхности (43.5° с. ш., 36.1° и 36.2° в. д., кривые 1 рис. 3.59в), в трех точках, удаленных от вершины на запад (43.00° с. ш., 33.0°, 34.0° и 35.0° в. д., кривые 2 рис. 3.60в), и в точках вне области холодной воды (43.5° с. ш., 38° в. д.; 43.12° с. ш., 38.3° в. д., кривые 3 рис. 2.59в). *TS*- индексы на изопикне 15.6 усл. ед. и в ее окрестности (кривые 1, 2) являются более близкими к *TS*- индексам, присущим аномально холодным водам поверхностного пятна, чем характеристики более теплых вод на той же изоповерхности (кривые 3).

С конца января до последней декады февраля над акваторией моря присутствовала последняя в 1993 г. волна холодной воздушной массы. Температура воздуха в этот период изменялась от +3°С до −4°С, что способствовало реализации конвекционного механизма обновления и пополнения ХПС. Сопоставление распределений температуры на разрезах по 43.5° с. ш. показало, что начиная с 15.12.1992 г. температура перемешанной холодной воды в поверхностном пятне постепенно уменьшилась до 5.5°С 22.02.1993 г . С первой декады марта 1993 г.

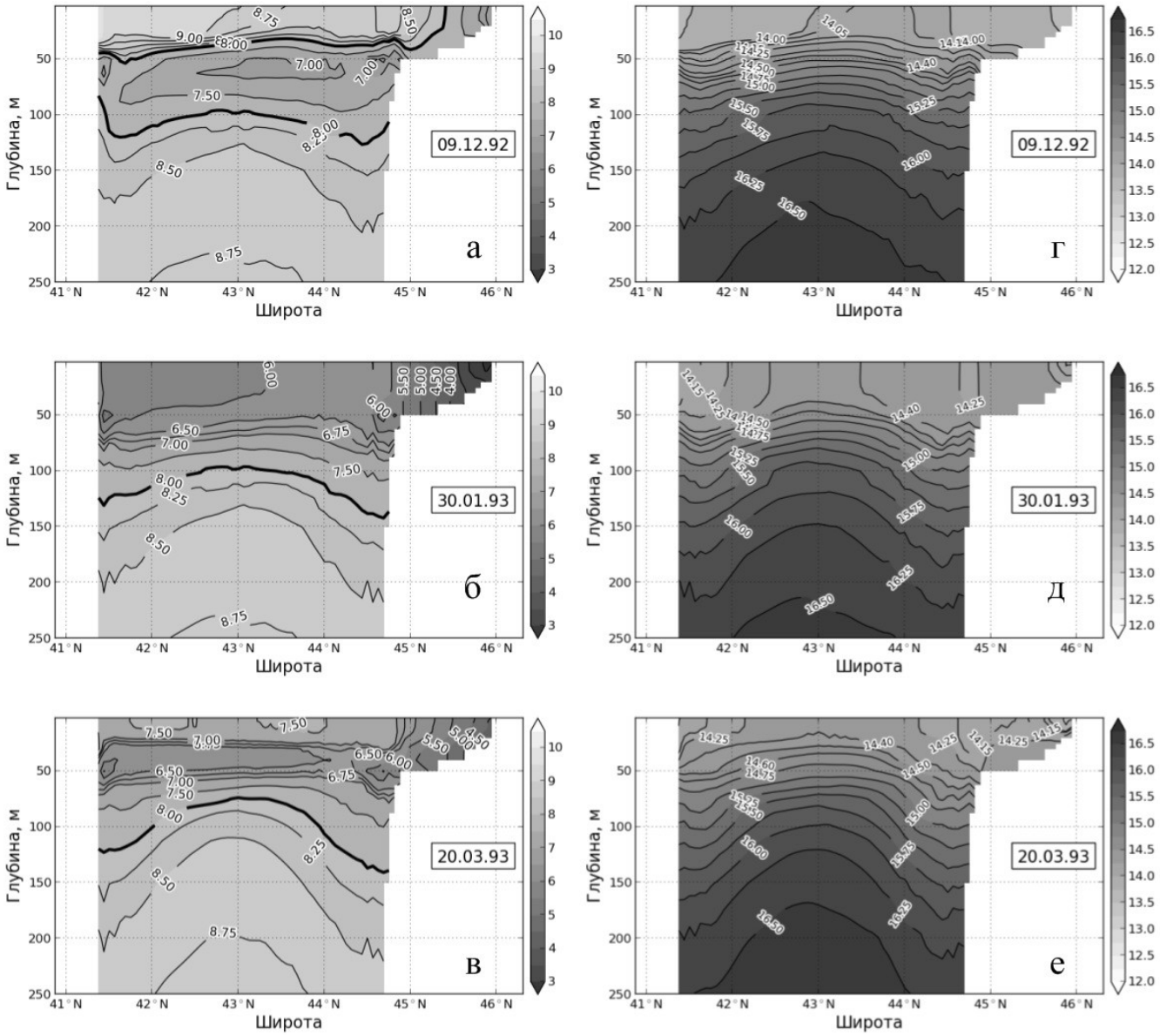


Рис. 2.57 Распределение температуры (а, б, в) и условной плотности (г, д, е) на разрезе по 31.5° в. д.: 9.12.1992 г. (а, г), 30.01.1993 г. (б, д) и 20.03.1993 г. (в, е).

температура поверхностной воды на данном разрезе постепенно увеличивалась и достигла значения 8°С 25.03.1993 г.

Аномально теплой зимой 1980-1981 гг. шельфовые воды, имеющие температуру <8°С в результате охлаждения и конвективного перемешивания, перемещаются в направлении открытого моря и сливаются с водами “старого” ХПС 13.01.1980 г. (рис.2.60а,г).

Это более чем на месяц позже по сравнению с холодной зимой 1992 – 1993 гг. и более тремя неделями позже, чем нормальной зимой 1987 – 1988 гг. Севастопольский вихрь и северо-западная ветвь ОЧТ оказывают заметное влияние на трансформацию захватываемых холодных вод СЗШ и транспортируемых в зоны свала глубин. Обновленная холодная вода вовлекается в циклоническое движение и распространяется как в центральную часть бассейна, так и к Анатолийскому побережью (рис. 2.61а,б).

Отметим, что объем холодных вод, образующихся на северо-западном шельфе зимой 1980 – 1981 гг., значительно меньший, чем зимой 1992 – 1993 гг. (рис. 3.61в,д,е, рис. 3.58б,в,д,е). Адвективный процесс пополнения и обновления ХПС продолжался до 3.02.1981 г. Аналогичный механизм обновления вод ХПС в январе-марте 1993 г. действовал намного дольше - до 5.03.1993 г.

Конвективный процесс формирования ХПС аномально теплой зимой 1980 – 1981 гг. действовал над куполообразными изоповерхностями температуры, солености и плотности морской воды в отличие от нормальной зимы 1987 – 1988 гг. в центрах как восточного, так и западного циклонических круговоротов. По мнению авторов работы [140] аномалии гидрологических параметров в середине циклонических круговоротов “определяются избирательностью конвективного перемешивания по площади и не требуют для развития этого процесса особо суровых зимних условий, как предполагалось ранее”. Пятно холодной воды на поверхности моря в центре восточного циклонического круговорота появилось 31.12.1980 г. В это время “старый” ХПС на разрезе вдоль 43.625 с. ш. представлял собою отдельные три пятна холодной воды. Минимальная температура в

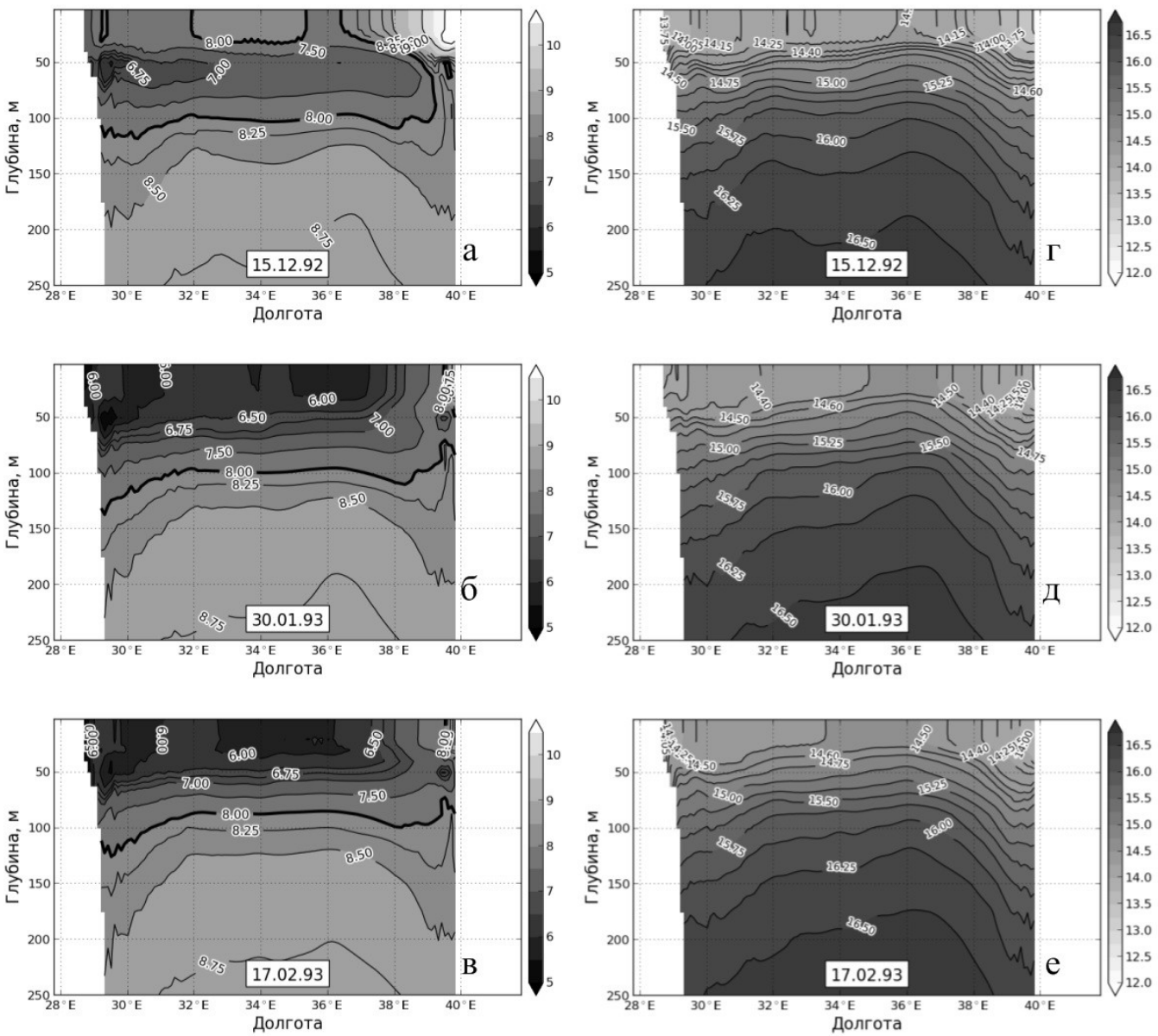


Рис.2.58 Распределение температуры (а, б, в) и условной плотности (г, д, е) на разрезе по 43.5° с. ш.:
15.12.1992 г. (а, г), 30.01.1993 г. (б, д) и 17.02.1993 г. (в, е).

холодном пятне 30.01.1981 г. на этом же разрезе равна 7.53°С (рис. 2.61в), максимальная плотность воды пятна – 14.435 усл. ед. Пополнение холодной водой этого пятна продолжалось до 13.02.1981 г. включительно. Конвективный процесс пополнения и обновления ХПС длился до 6.03.1981 г.

Очаг относительно холодной поверхностной воды в центре западного циклонического круговорота на разрезе температуры вдоль 42.75 с. ш. появился

30.01.1981 г. (рис. 2.61г). Значение минимальной температуры в очаге (7.44°С) меньше, чем значение аналогичной температуры холодного пятна над восточным циклоническим круговоротом. Максимальная плотность воды в очаге равна 14.385 усл. ед. Процесс пополнения и обновления ХПС в этой части моря продолжался до 18.02.1981 г. Температура поверхностной воды на данном разрезе постепенно увеличивалась и достигла значения 8°С 6.03.1981 г.

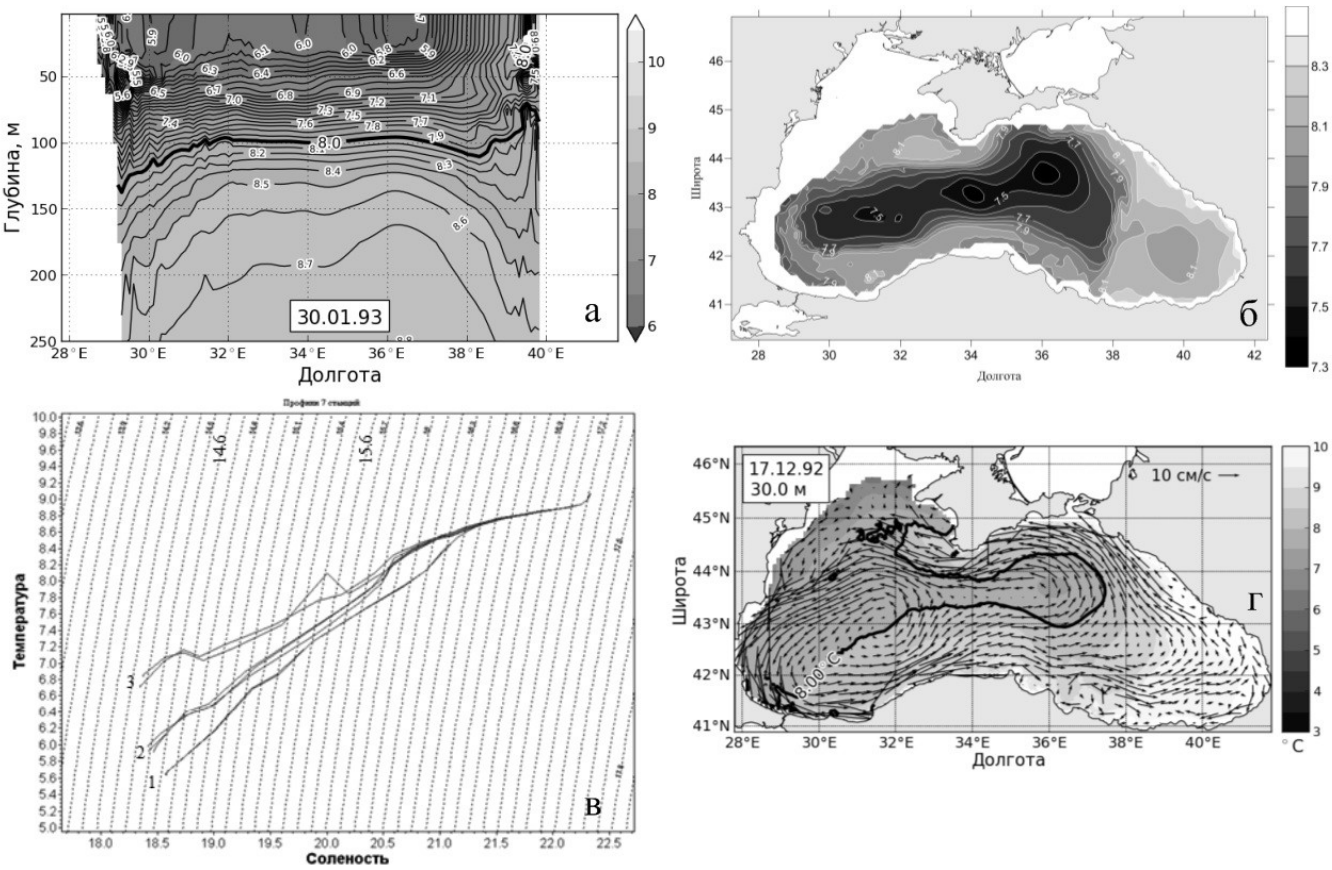


Рис. 2.59 Распределение температуры на разрезе по 43.5° с. ш. (а); распределение температуры на изопикнической поверхности 15.6 усл. ед. 30.01.1993 г. (б) ; *TS* – кривые в точках пятна холодной воды (1), в удаленных на запад (2) и на восток (3) от пятна точках 30.01.1993 г. (в) ; распределение температуры и скорости течений на глубине 30 м 17.12.1992 г. (г) .

Сценарий пополнения и обновления холодных промежуточных вод в центрах обоих циклонических круговоротов такой же, как представленный выше в случае нормальной зимы 1987 – 1988 гг. Отличия состояли в фоновых условиях. Во-первых,

холодный промежуточный слой моря осенью 1980 г. имел существенно меньший холодозапас, чем осенью 1987 г. Во-вторых, аномально теплые термические условия зимы 1980 – 1981 гг. способствовали тому, что минимальная температура холодных пятен над поднятием пикноклина была существенно больше, чем аналогичная температура пятен зимой 1987 – 1988 гг. Следовательно, воды ХПС зимой 1980 – 1981 гг. аккумулировали холода значительно меньше.

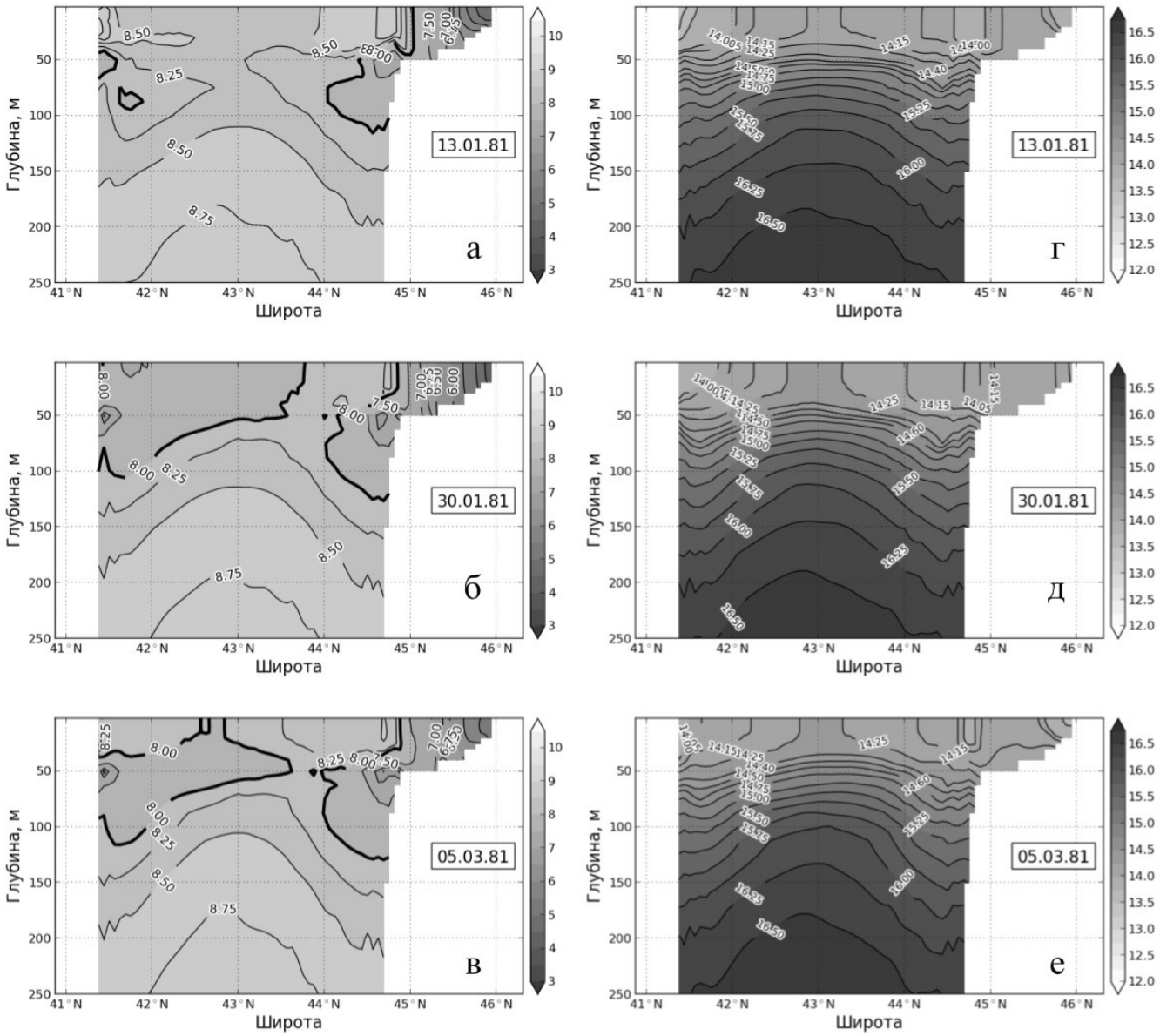


Рис. 2.60 Распределение температуры (а, б, в) и условной плотности (г, д, е) на разрезе по 31.5° в. д.: 13.01.1981 г. (а, г), 30.01.1981 г. (б, д) и 5.03.1981 г. (в, е).

В конце апреля во все рассматриваемые годы - 1981, 1988 и 1993 - поверхностная вода прогревается, образуется сезонный термоклин, запирающий холодные подповерхностные воды. При этом холодозапас “нового” ХПС, формирующегося в результате действия адвективного и конвективного процессов, после теплой зимы меньше (рис. 2.62в,е), чем после холодной зимы (рис. 2.62а, г) и имеет промежуточное значение, когда холодные воды формируются во время нормальной зимы (рис. 2.62б,д).

Полученные выше результаты по данным реанализа дают основание полагать о сосуществовании адвективного механизма формирования ХПС и пополнении и обновлении холодных промежуточных вод моря посредством зимнего перемешивания и подъема главного пикноклина в центрах циклонических круговоротов.

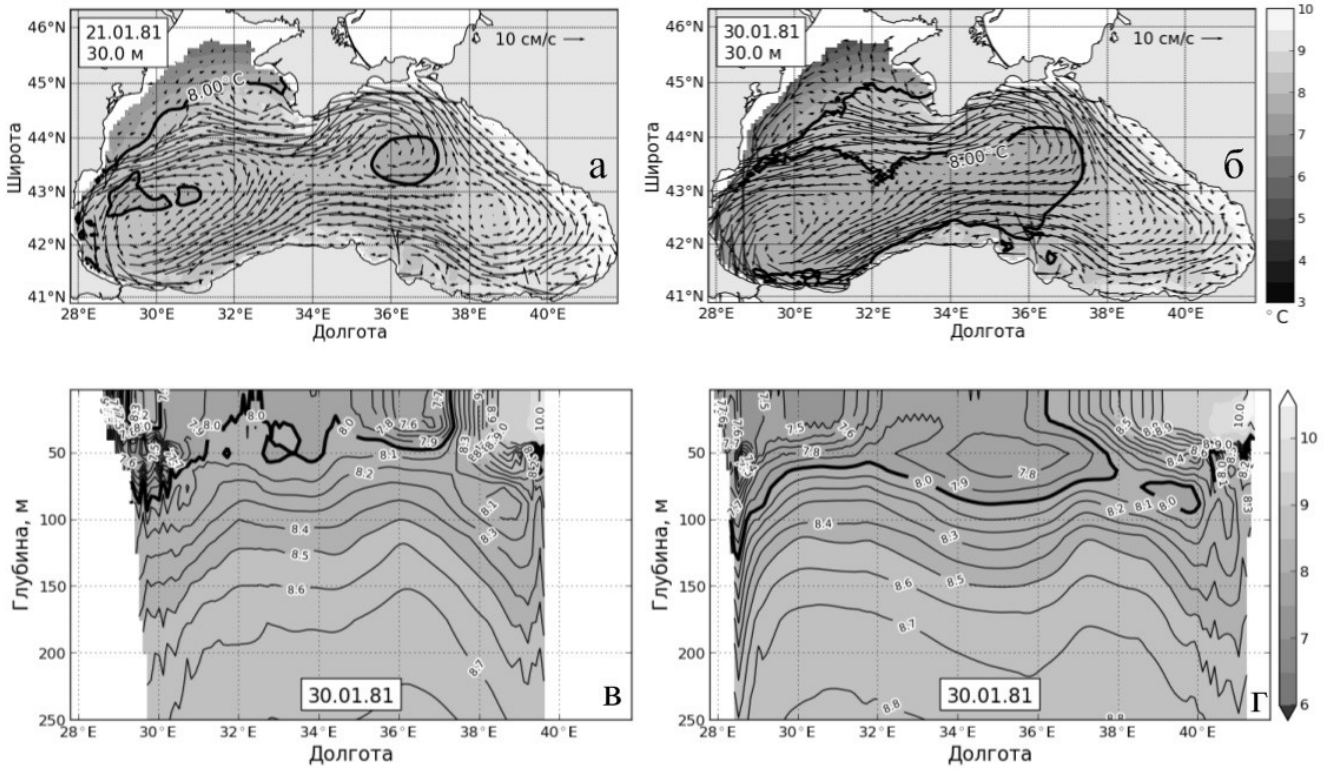


Рис. 2.61 Распределение температуры и скорости течений на глубине 30 м: (а) – 21.01.1981 г., (б) – 30.01.1981 г. Распределение температуры 30.01.1981 г. на разрезах: (в) – по 43.625 с. ш., (г) – по 42.75°с. ш.

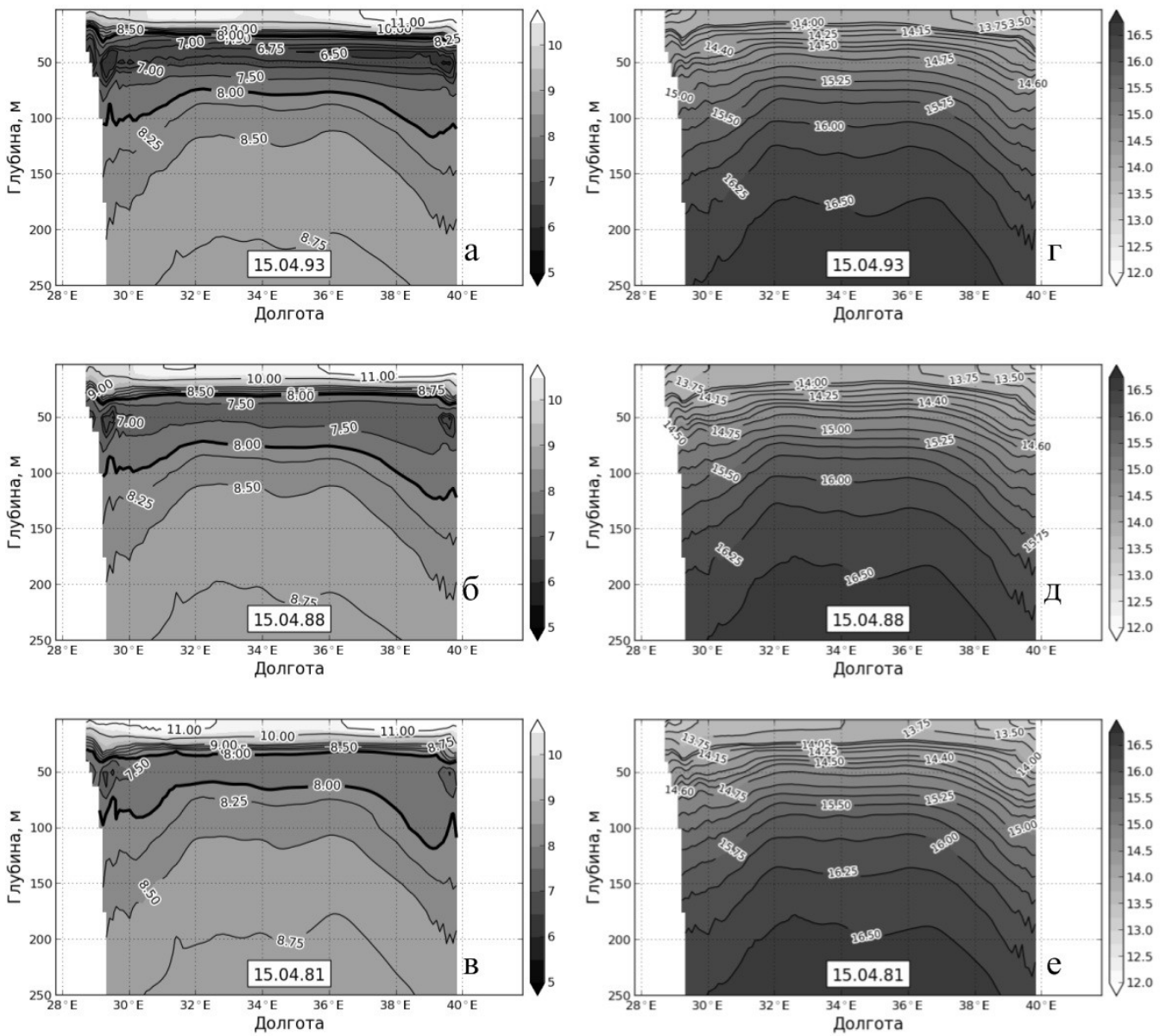


Рис. 2.62 Распределение температуры (а, б, в) и условной плотности (г, д, е) на разрезе по 43.5° с. ш.: 15.04.1993 г. (а, г), 15.04.1988 г. (б, д) и 15.04.1981 г. (в, е).

Утверждение о преобладании одного механизма над другим при определенных атмосферных условиях возможно лишь при получении и сопоставлении количественных оценок характеристик ХПС.

Получено, что межгодовая изменчивость холодозапаса обновленного ХПС коррелирует с изменчивостью метеоусловий в зимний период: холодозапас “нового” ХПС является наибольшим после аномально холодной зимы, имеет промежуточное значение после нормальной зимы и наименьшим после аномально теплой зимы.

Резюме. На основе данных реанализа гидрофизических полей за более чем двадцатилетний период времени исследованы механизмы формирования вод ХПС. Детально рассмотрены особенности реализации адвективного - связанного с адвекцией холодных вод, формирующихся на северо-западном шельфе, и конвективного – обусловленного зимней конвекцией внутри циклонических круговоротов в центральной части моря, механизмов в периоды чередования метеоусловий: аномально теплой зимы 1980 – 1981 гг., нормальной зимы 1987 – 1988 гг. и холодной зимы 1992 – 1993 гг.

Проведенный анализ механизмов формирования вод ХПС в условиях близких к реальной изменчивости гидрологических и метеорологических характеристик Черного моря показал, что оба рассмотренных механизма не противоречат друг другу и не конкурируют, а являются взаимодополняющими друг друга, что соответствует ранее сделанным в работе [456] выводам, основанным на прогностических расчетах.

2.5. Влияние оптических свойств воды на динамику и стратификацию верхних слоев Черного моря

В настоящем подразделе исследуется влияние оптических характеристик морской воды на динамику и стратификацию вод в верхних слоях Черного моря с помощью модели циркуляции в σ-координатах и биооптической модели, описывающей проникновение коротковолновой радиации в толщу моря. Оценивается влияние оптического состояния моря на его гидродинамический режим в период конца XX столетия, в течение которого оптические свойства Черного моря претерпевали значительные изменения.

Важным вопросом при моделировании изменчивости верхних слоев океана является природа взаимодействия океанической биоты, океанической динамики и проникновения падающего на поверхность океана излучения. Циркуляция океана и процессы перемешивания оказывают существенное влияние на биологическую продуктивность океана, поскольку большая часть необходимых питательных

веществ в верхние слои океана поступает из глубинных слоев. В свою очередь, биота модулирует проникновение солнечной радиации и тем самым контролирует структуру поля температуры и стратификацию в верхних слоях океана. Таким образом, существует возможность обратной связи между океанической биотой и физическим состоянием океана [420].

Световые условия в море определяются потоком солнечной энергии, падающей на поверхность, и оптическими свойствами морской среды, а именно поглощением и рассеянием света [327]. На долю фотосинтетически активной радиации – ФАР (от 400 до 700 нм) приходится около половины всей солнечной энергии. В поглощении и рассеянии проникающей в водную толщу солнечной энергии участвует вода и содержимое в ней вещество (взвешенное и растворенное). Коэффициенты поглощения и рассеяния света зависят от численности фитопланктона, его таксономической, размерной структуры и концентрации пигментов в клетках, от содержания окрашенного растворенного органического вещества, органического детрита и неорганической взвеси. До недавнего времени были известны только единичные измерения спектральных коэффициентов поглощения света взвешенным веществом в Черном море [88]. Наиболее распространенным методом оценки прозрачности воды было определение глубины видимости белого диска [120]. В последнее десятилетие в Черном море проведены многочисленные измерения поглощения света фитопланктоном, взвешенным и растворенным веществом [188, 189,190,234], которые позволили выполнить параметризацию поглощения света основными оптически активными компонентами с высоким спектральным разрешением и выявить сезонные и региональные особенности биооптических характеристик в Черном море [191]. Еще ранее была найдена возможность корректной оценки коэффициента обратного рассеяния света частицами взвеси, содержащейся в морской воде, по спутниковым данным [171].

Целый ряд океанографических приложений, в таких направлениях как оценка показателей продуктивности вод, образование первичной продукции, нагрев моря за счет диссипации солнечного света и др. [430], требует корректного учета проникающей в верхний слой воды коротковолновой радиации.

Так, для более точного описания процессов, протекающих в морях и океанах на различных пространственных и временных масштабах, с целью диагноза и прогноза состояния морской среды разрабатываются комплексные модели экосистемы, включающие в себя гидродинамические, биологические и оптической блоки. Однако, существующие модели часто используют очень сложную гидродинамику и все более сложную структуру биоты, но, по-прежнему, очень упрощенную оптику. Этого дисбаланса, вероятно, можно избежать, развивая оптический блок. Однако, прежде чем усложнять оптическую модель, включая в неё более подробное описание оптических процессов, следует оценить насколько они будут влиять на гидродинамику. И если это влияние будет пренебрежимо мало, то, очевидно, что «овчинка выделки не стоит». И, кроме увеличения времени расчетов, это не даст желаемого приближения к реальности.

До недавнего времени наиболее популярные и часто используемые модели общей циркуляции океана не учитывали эффекты проникновение коротковолновой солнечной радиации в морские глубины. Впоследствии в целом ряде работ было показано, что учет этого эффекта позволяет более точно описать динамику и термохалинную структуру вод, особенно в верхних слоях. Однако, как правило, эти эффекты учитываются в очень упрощенном виде, основываясь на предположении о постоянстве глубины затухания коротковолновой солнечной радиации. И лишь в последнее время появился целый ряд работ, в которых с использованием спутниковых данных о цвете океана исследуется пространственно-временная изменчивость прозрачности вод, в том числе обусловленной фитопланктоном, определяющая глубину проникновения солнечной радиации и, в конечном счете, влияющая на динамику и термодинамику [331,396,397,398,459].

Так, в работе [398] выявлено, что в Аравийском море пигменты фитопланктона, поглощающие солнечное излучение, существенно влияют на тепловой баланс верхнего перемешанного слоя, в частности, этот «биологический прогрев» может приводить к увеличению температуры верхнего перемешанного слоя на 0.6°C и к уменьшению его толщины, в то время как в нижележащих слоях температура снижается за счет уменьшения проникновения солнечного излучения. В работе [397]

показано, что температурные градиенты, возникающие из-за поглощения фитопланктоном солнечного излучения, способствуют отдаленному отклику в экваториальном апвеллинге в восточной части Тихого океана.

Ряд работ Кара с соавторами посвящен рассмотрению этой проблемы в приложении Черному морю [332,333]. В этих работах предлагается схема расчета проникающей радиации на основе среднемесячных значений коэффициента ослабления, вычисленного по спутниковым данным Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor за 1997–2001 гг. и исследуется климатический отклик моря на климатическую изменчивость прозрачности вод на основе модели HYCOM. Проведенные при этом модельные расчеты показали, что пренебрежение пространственной и временной изменчивостью глубины затухания может привести к нереальным особенностям в структуре поверхностных течений и температуры на месячных временных масштабах.

В работе [267] с использованием модели общей циркуляции Атлантического океана исследуются эффекты влияния межгодовой изменчивости концентрации хлорофилла *a* на поверхностную температуру. Для вычисления коэффициента затухания использовались среднемесячные данные SeaWiFS за период с 1997 по 2003 гг. Здесь также делается вывод о значительных вариациях в поверхностной температуре в численных экспериментах с учетом и без учета влияния хлорофилла *a* на проникновение излучения. Однако, при сопоставлении результатов расчетов межгодовой изменчивости океана, проведенных с использованием среднемесячных и климатических среднемесячных (осредненных за 6 рассматриваемых лет) данных о содержании хлорофилла, делается вывод о том, что отличия пренебрежимо малы, и эффектом межгодовой изменчивости прозрачности можно пренебречь. По-видимому, такой результат является следствием того, что используемая модель циркуляции имела очень грубое разрешение по вертикали: толщины верхних 5-ти слоев равнялись 20 м каждый. Это не позволило достаточно хорошо описать динамику верхнего перемешанного слоя и, как следствие, существенно снизило чувствительность модели к исследуемому эффекту, поскольку влияние поглощение света фитопланктоном на структуру поверхностной температуры ожидается более

значительным там и тогда, где и когда толщина верхнего перемешанного слоя достаточно мала [331,396,397].

Цель настоящего исследования – показать, что в Черном море, как в бассейне со значительным содержанием биологической компоненты, оптические свойства воды при моделировании общей циркуляции могут оказывать существенное влияние на термохалинную структуру, даже если они не связаны непосредственно с биологической моделью. При этом поставлена задача исследовать влияние межгодовой изменчивости прозрачности вод на изменчивость термохалинной структуры и циркуляции вод в верхних слоях Черного моря в период с 1985 по 2000 год. Наша гипотеза состоит в том, что наличие растворенного органического вещества, детрита и фитопланктона в верхних слоях моря, косвенно (и, возможно, непосредственно) вносит заметный вклад в изменчивость циркуляции моря через плавучесть [111,247,365].

Гидродинамическая модель. Для расчетов использовались модель в σ – координатах, описанная в подразделе 2.2, и данные для задания атмосферного воздействия и речного стока, описанные в подразделе 2.4.1 (формулы 2.77-2.79).

Биооптическая модель. В основу регионального подхода при спектральном моделировании подводной облученности ($E_d(z,\lambda)$) положена Бедфордская модель [430]. Для учета биооптических особенностей Черного моря эта модель была модифицирована на основании результатов параметризации поглощения и рассеяния света основными оптически активными компонентами в Черном море [171,191]. Интегральную величину ФАР, падающую на поверхность моря, трансформировали в спектральное распределение солнечной энергии в соответствии с [194]. Потери за счет отражения при прохождении солнечного излучения через поверхность моря принимали равными 6 % [120]. Проникающая солнечная радиация ($E_d(z,\lambda)$) состоит из прямого ($E_d^d(z,\lambda)$) и перераспределенного атмосферой ($E_d^s(z,\lambda)$) диффузного солнечного излучения:

$$E_d(z,\lambda) = E_d^d(z-\Delta z,\lambda)\cdot e^{-k_d^d(z,\lambda)\Delta z} + E_d^s(z-\Delta z,\lambda)\cdot e^{-k_d^s(z,\lambda)\Delta z},$$

где $k_d^d(z,\lambda)$ и $k_d^s(z,\lambda)$ - коэффициенты вертикального ослабления для прямого и диффузного света, соответственно. Коэффициент $k_d^d(z,\lambda)$ рассчитывали по формуле:

$$k_d^d(z,\lambda) = [a(z,\lambda) + b_b(z,\lambda)]/\cos\theta_d,$$

где $a(z,\lambda)$ – коэффициент поглощения света, $b_b(z,\lambda)$ – коэффициент обратного рассеяния света, θ_d - угол распространения световой энергии в водной толще. Коэффициент $k_d^s(z,\lambda)$ определяли следующим образом:

$$k_d^s(z,\lambda) = [a(z,\lambda) + b_b(z,\lambda)]/0.83.$$

В каждый момент времени и в каждой точке области облученность на глубине z вычислялась по формуле:

$$PAR(z) = \int_{400нм}^{700нм} E_d(z,\lambda)\, d\lambda \qquad (2.82)$$

Как видно из выражений для $k_d^d(z,\lambda)$ и $k_d^s(z,\lambda)$, проникновение коротковолновой радиации в верхний слой моря определяется суммарными коэффициентами поглощения и обратного рассеяния света морской водой. Биооптическая модель предполагает несколько входных параметров: $a_{CDOM}(440)$ – коэффициент поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом на длине волны 440 нм, S_{CDOM} – константа, описывающая спектральное поведение поглощения растворенной органикой, C_a – концентрация хлорофилла *a*, a_p^* - спектральный коэффициент удельного поглощения частицами взвеси, $b_{bp}(555)$ – коэффициент обратного рассеяния света частицами взвеси в спектральном канале 555 нм, n - константа, описывающая спектральное поведение коэффициента обратного рассеяния света частицами взвеси. Опишем ниже их функциональные связи подробнее.

Поглощение света — один из основных показателей оптических свойств морской воды. В поглощении проникающей в водную толщу солнечной энергии участвуют взвешенное и растворенное вещество, а так же сама вода. Спектральное и

вертикальное распределение коэффициентов поглощения света у этих компонентов существенно различается. Коэффициент поглощения света $a(z,\lambda)$ состоит из поглощения света чистой водой (a_w), взвешенными частицами (a_p) и окрашенным растворенным органическим веществом (a_{CDOM}):

$$a(z,\lambda) = a_w(\lambda) + a_p(z,\lambda) + a_{CDOM}(\lambda).$$

Для оценки спектра поглощения света чистой водой $a_w(\lambda)$ использовали данные [421]. Коэффициент $a_p(z,\lambda)$ зависит от относительного поглощения света неживой взвесью, концентрации пигментов, видового состава фитопланктона, размеров клеток и внутриклеточной концентрации пигментов. Параметризация связи между $a_p(z,\lambda)$ и C_a, выполненная для разных районов моря, теплого и холодного периодов, выше и ниже сезонного термоклина, отражает влияние факторов среды на оптические свойства фитопланктона и его относительного вклада в общее поглощение света взвешенным веществом

$$a_p(z,\lambda) = a_p^*(\lambda) \cdot C_a(z),$$

где $a_p^*(\lambda)$ - спектральный коэффициент удельного (нормированного на содержание хлорофилла *a*) поглощения частицами взвеси. Количественные характеристики $a_p^*(\lambda)$ для Черного моря даны в работе [191].

Для учета сезонных особенностей вертикального распределения пигментов были выделены два периода года: холодный (ноября – апрель) и теплый (мая – октябрь). Для холодного времени года типично однородное распределение пигментов по слою, а для теплого – неоднородное с глубинным максимумом около нижней границы зоны фотосинтеза. Изменение с глубиной концентрации пигментов в теплый период года описывается распределением Гаусса с параметрами, полученными в результате параметризации вертикального распределения хлорофилла *a* по многолетним данным [258].

Спектральное распределение коэффициента a_{CDOM} описывается экспоненциальной функцией:

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda_0) \cdot \exp(-S_{CDOM} \cdot (\lambda - \lambda_0)),$$

где S_{CDOM} – коэффициент, характеризующий изменение $a_{CDOM}(\lambda)$ по спектру, нм$^{-1}$; λ_0 – 440 нм. В настоящей работе были использованы средние значения параметров, характерные для прибрежных ($a_{CDOM}(440)$ = 0.0812 ± 0.039 м$^{-1}$, S_{CDOM} = 0.020 нм$^{-1}$) и глубоководных ($a_{CDOM}(440)$ = 0.100 ± 0.029 м$^{-1}$, S_{CDOM} = 0.018 нм$^{-1}$) районов моря [191]. Отметим, что в данных расчетах мы считали, что a_{CDOM} не зависит от глубины.

Коэффициент обратного рассеяния состоит из рассеяния света водой (b_{bw}) и частицами (b_{bp}):

$$b_b(z,\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(z,\lambda).$$

Известно, что рассеяние света водой в обратном направлении составляет 50 % от общего - $b_{bw}(\lambda)$ [440]:

$$b_{bw}(\lambda) = 0.5 \cdot b_w(\lambda).$$

Спектральное распределение b_{bp} восстанавливали по величине коэффициента при длине 555 нм [120]:

$$b_{bp}(z,\lambda) = b_{bp}(z,555) \cdot (\lambda / 555)^{-n},$$

где n – степенной коэффициент, который зависит от размеров частиц взвеси и изменяется от 0.3 при цветении крупных диатомовых водорослей до 1.5, когда в фитопланктоне преобладают кокколитофориды, сбрасывающие в воду огромное количество кокколит. В наших расчетах мы использовали значение n = 0.8, следуя [121]. При выполнении расчетов было сделано допущение, что вертикальное распределение коэффициента обратного рассеяния взвесью $b_{bp}(z,555)$ происходит пропорционально концентрации хлорофилла a согласно

$$b_{bp}(z,555) = b_{bp}(0,555) \cdot C_a(z) / C_a(0),$$

где $C_a(0)$ и $C_a(z)$ — концентрации хлорофилла а на глубине 0 м и z м соответственно.

Численные эксперименты. Для оценки влияния оптического состояния моря на его гидродинамический режим был выбран двадцатилетний период конца XX столетия. Были проведены два расчета изменчивости циркуляции Черного моря в период с 1985 по 2001 гг. при идентичном задании начальных и граничных условий. Разница заключалась в вычислении последнего члена в правой части уравнения переноса тепла (3.6), который описывает проникновение коротковолновой радиации в толщу вод. В обоих случаях функция I в каждый момент времени t и в каждой точке области (x,y) рассчитывалась в зависимости от вертикальной декартовой координаты по формуле Паульсона-Симпсона [417]:

$$I(x,y,z,t) = I_0(x,y,t) \cdot \left[r \cdot e^{-\frac{z}{\alpha}} + (1-r) \cdot e^{-\frac{z}{\beta}} \right] \tag{2.83}$$

Однако в первом эксперименте параметры r, α и β полагались постоянными, их значения выбирались в соответствии с типом вод согласно [327]: $r = 0.77$; $\alpha = 1.5$; $\beta = 14$, а множитель перед квадратными скобками в (3.85) полагался равным $I_0 = Q_{SWR}$. Т.е. предполагалось, что в этой упрощенной модели подводной облученности вся коротковолновая радиация проникает в толщу вод, прозрачность которых постоянна во времени и пространстве.

Во втором эксперименте использовалась усовершенствованная модель подводной облученности, в которой учитывались спектральный состав излучения, а также изменчивость прозрачности вод во времени и пространстве следующим образом.

Поскольку весь поток коротковолновой радиации Q_{SWR} состоит из излучения в диапазоне 200-4000 нм, а фотосинтетически активная радиация PAR_S, приходящая на поверхность, лежит в диапазоне 400-700 нм, то полагалось:

$$PAR_S = 0.46 \cdot Q_{SWR}, \tag{2.84}$$

а с учетом потерь при отражении от поверхности моря фотосинтетически активная радиация PAR_0 непосредственно под поверхностью моря полагалась равной:

$$PAR_0 = 0.96 \cdot PAR_S = 0.96 \cdot 0.46 \cdot Q_{SWR} = 0.4416 \cdot Q_{SWR} \tag{2.85}$$

И тогда множитель I_0 в (2.83) полагался равным $I_0 = PAR_0$, а соотношение (2.77) принимало вид:

$$Q_0 = Q_{LWR} + Q_S + Q_L + 0.5584 \cdot Q_{SWR} + 1.25 \cdot 10^{-5} \cdot (T_S - T) \tag{2.86}$$

Параметр r в (2.83) полагался постоянным и равным $r = 0.65$, а параметры α и β определялись из условия минимума функционала:

$$\begin{aligned} &\Psi(\alpha(x,y,t),\beta(x,y,t)) = \\ &= \int_0^H (I(x,y,z,t)/PAR_0(x,y,t) - PAR(x,y,z,t)/PAR_0(x,y,t))^2 dz \end{aligned} \tag{2.87}$$

где $PAR(x,y,z,t)$ определяется из (2.82).

Численная реализация формулы (2.81) выполнялась согласно:

$$\Psi(\alpha,\beta) = \sum_{i=1}^{N} (I(z_i)/PAR_0 - PAR(z_i)/PAR_0)^2 \tag{2.88}$$

В работе [120] показано, что оптические свойства Черного моря претерпевали значительные изменения в конце 80-х начале 90-х годов прошлого столетия. Исходя из этого, согласно [192] рассматриваемый период времени с 1985 по 2001 гг. можно условно разделить на три периода по степени прозрачности вод: «прозрачный» - до 1988 гг., «мутный» - с 1989 по 1992 гг. и «средний» - после 1992 г. в глубоководной части моря (рис.2.63). Также принималось во внимание отличия прозрачности в мелководных и глубоководных областях моря (рис.2.64) и в теплые и холодные сезоны года.

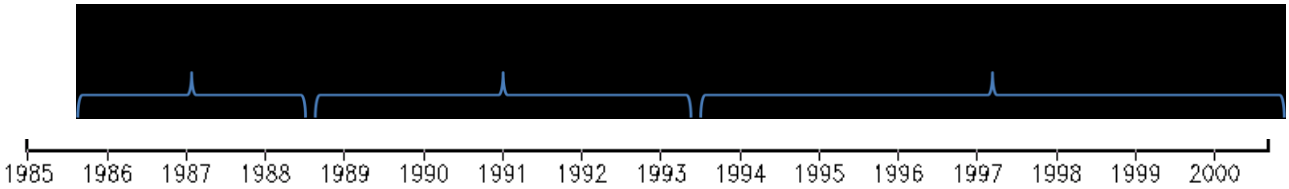


Рис. 2.63 Периоды изменчивости прозрачности вод Черного моря.

Следует отметить, что условное разделение рассматриваемого промежутка времени на «прозрачный», «мутный» и «средний» периоды проведено именно по

отношению к реальным условиям Черного моря, а не по отношению к стандартной модели, используемой в первом эксперименте.

В таблице 2.2 показаны результаты определения *r, α* и *β* для соответствующих оптических режимов, а также дополнительно для каждого периода времени приведены исходные данные биооптических параметров, которые были использованы при моделировании.

Из таблицы 2.2 видно, что учтены сезонные (холодный и теплый сезоны) и региональные особенности оптических свойств глубоководного и прибрежного районов Черного моря. В качестве основного фактора, приведшего к аномалии оптических свойств воды в «мутный» период, в данной работе рассматривается цветение кокколитофорид в глубоководной части моря в летний сезон. В прибрежной части моря мы полагали, что значения *r, α* и *β* были постоянны для всех трех рассматриваемых периодов времени. Таким образом, была построена простая оптическая модель, которая в отсутствии спутниковых данных в упрощенном виде позволила учесть временные и пространственные особенности оптических характеристик морской воды в Черном море.

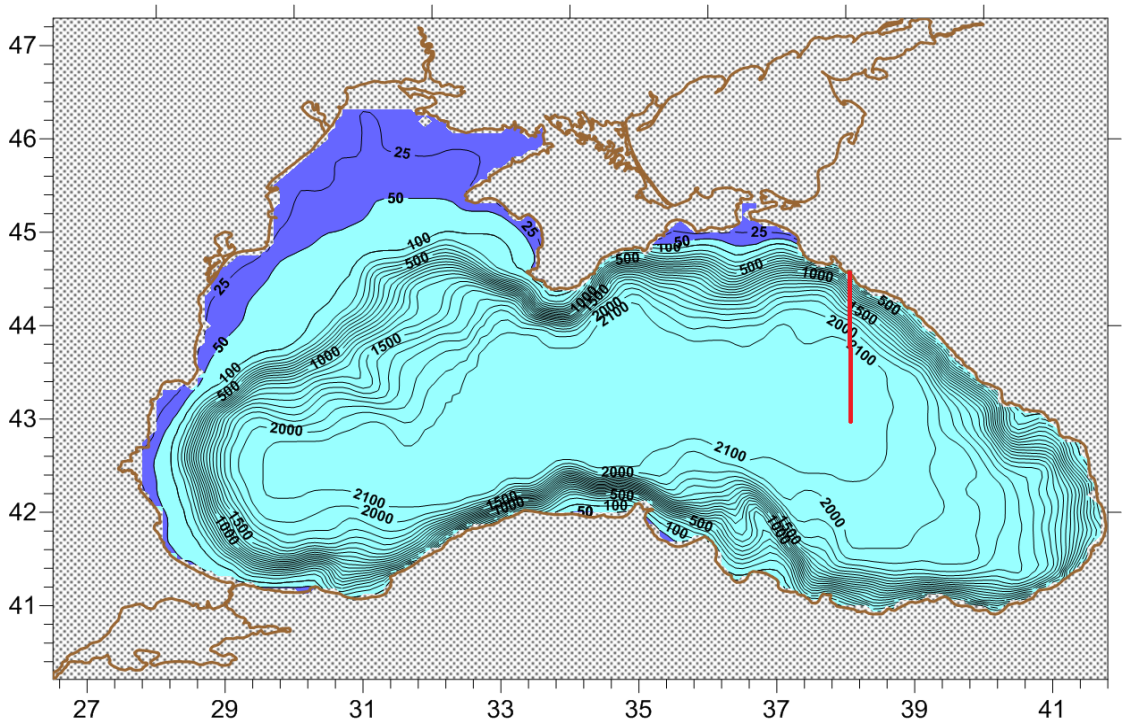


Рис.2.64 Условное разделение на глубоководную (голубой) и мелководную (синий) области моря по степени различия в прозрачности вод.

Анализ результатов. На рис.2.65 приведена типичная картина распределения в верхнем 150-метровом слое разности между температурой, рассчитанной по стандартной (1-й эксперимент-P) и усовершенствованной (2-й эксперимент-S) модели, на зональном разрезе вдоль 43^0N в разные периоды рассматриваемого отрезка времени. Видно, что в холодные сезоны всех трех периодов температура в этом слое во втором эксперименте ниже, а наибольших значений (> 0.3^0C) эта разность достигает в слое, примерно, от 40 до 75 м. В теплые сезоны картина иная: примерно в верхнем 20-метровом слое температура во втором эксперименте выше, причем абсолютная величина разности доходит до 2-2.5^0C, а глубже температура опять ниже, причем значения разности доходят до 0.75^0C в «мутный» период.

Отмеченные выше тенденции в различиях между двумя экспериментами сохраняются и при рассмотрении разности между средними по горизонтам значениями (рис.2.66), хотя амплитуда её, естественно меньше. Отметим, что в летние сезоны минимальные по абсолютной величине значения разности в верхнем 20-метровом слое имеют место в «мутный» период. И в то же время максимальные значения глубже - в слое 20-40 м - наблюдаются также в «мутный» период (рис.2.66).

На рис. 2.67 показано изменение со временем разности средней по площади моря температуры на глубине 10 м между стандартной и усовершенствованной моделью во всей акватории (а), а также отдельно в глубоководной (б) и в мелководной (в) частях моря. Видно, что повсеместно в зимний период эта разность положительна, а в летний - отрицательна, причем в глубоководной области моря её абсолютная величина больше в течение всего годового цикла по сравнению со всей акваторией и её мелководной частью.

Наибольших значений эта величина достигает в летний период: максимум в «прозрачный» период летом 1986 г. и в «средний» период летом 1999г. - более 1.3^0C, в «мутный» период максимальное по абсолютной величине значение достигается летом 1993 г. - более 1.0^0C. В мелководной части моря летом эта величина не превышает 0.3^0C. В зимний период в глубоководной области моря

разность максимальна в «мутный» период в 1990 и 1992 гг. - примерно, 0.2^0C

Таблица 2.2.

Исходные данные биооптических параметров и результаты расчета коэффициентов r, α и β в зависимости от сезона и района моря для 3-х периодов времени.

период времени / район (сезон)	до 1988 «прозрачный»	с 1989 до 1992 «мутный»	после 1992 «средний»
глубоководный (теплый)	$a_{CDOM}(440)$ = 0.1 м$^{-1}$ C_a = 0.2 мг м$^{-3}$ $b_{bp}(555)$= 0.001 м$^{-1}$ n = 0.8 S = 0.018 нм$^{-1}$ r=0.65; α=5.5 м β=12 м	$a_{CDOM}(440)$ = 0.1 м$^{-1}$ C_a = 0.7 мг м$^{-3}$ $b_{bp}(555)$ = 0.010 м$^{-1}$ n = 0.8 S = 0.018 нм$^{-1}$ r=0.65; α=4.6 м β=10 м	$a_{CDOM}(440)$ = 0.1 м$^{-1}$ C_a = 0.3 мг м$^{-3}$ $b_{bp}(555)$ = 0.004 м$^{-1}$ n = 0.8 S = 0.018 нм$^{-1}$ r=0.65; α=5.2 м β=11 м
глубоководный (холодный)	$a_{CDOM}(440)$ = 0.05 m^{-1} C_a = 1.0 мг м$^{-3}$ $b_{bp}(555)$ = 0.002 m^{-1} n = 0.8 S = 0.018 nm^{-1} r=0.65; α=4.8 м β=10 м	$a_{CDOM}(440)$ = 0.05 m^{-1} C_a = 1.0 мг м$^{-3}$ $b_{bp}(555)$ = 0.010 m^{-1} n = 0.8 S = 0.018 nm^{-1} r=0.65; α=4.6 м β=9 м	$a_{CDOM}(440)$ = 0.05 m^{-1} C_a = 1.0 мг м$^{-3}$ $b_{bp}(555)$ = 0.005 m^{-1} n = 0.8 S = 0.018 nm^{-1} r=0.65; α=4.6 м β=10 м
прибрежный	$a_{CDOM}(440)$ = 0.2 m^{-1} C_a = 1.0 мг м$^{-3}$ $b_{bp}(555)$ = 0.010 m^{-1} n = 0.8 S = 0.020 nm^{-1} r=0.65; α=3.4 м; β=7 м		

На рис. 2.68 приведены мгновенные вертикальные профили разности между температурой, рассчитанной по стандартной (1-й эксперимент) и усовершенствованной (2-й эксперимент) моделями, в разные периоды рассматриваемого отрезка времени в глубоководной части моря, а на рис.2.69 - то же, но в мелководной части. В летний сезон (рис.2.68,2.69г,д,е) разность между вертикальным распределением температуры во-первых, значительно выше по абсолютной величине, во-вторых, примерно, в самом верхнем 20-метровом слое она

отрицательна с минимумом около -0,8^{0}С в окрестности 10-метровой глубины, и положительна глубже, вплоть до 60 м, причем величина её доходит до 0,6^{0}С в глубоководной части моря (рис.2.68д).

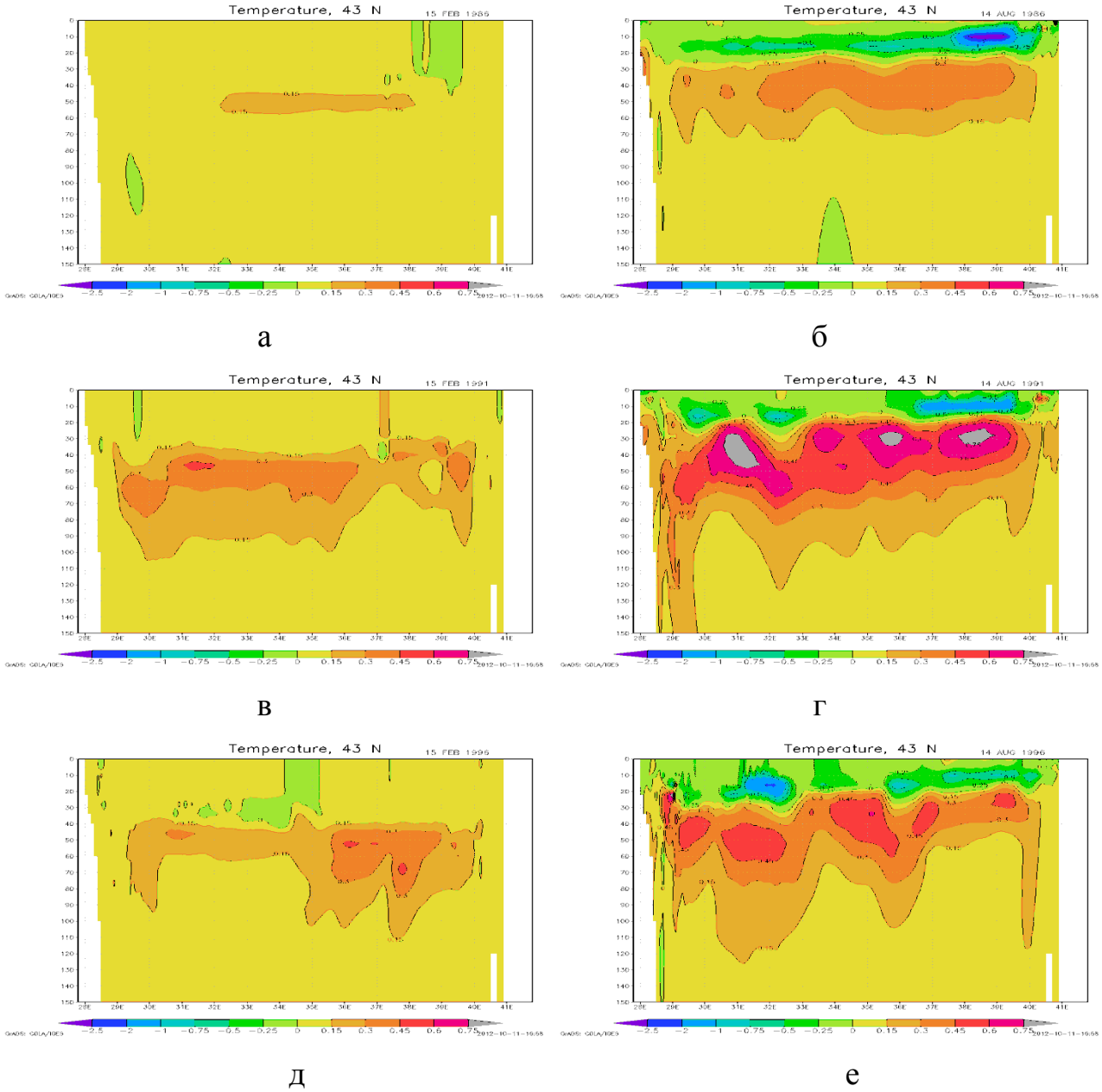


Рис.2.65 Разность между температурой, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели, на зональном разрезе вдоль 43^0 N в верхнем 150-метровом слое зимой (а,в,д) и летом (б,г,е) в «прозрачный» (а,б), «мутный» (в,г) и «средний» (д,е) периоды.

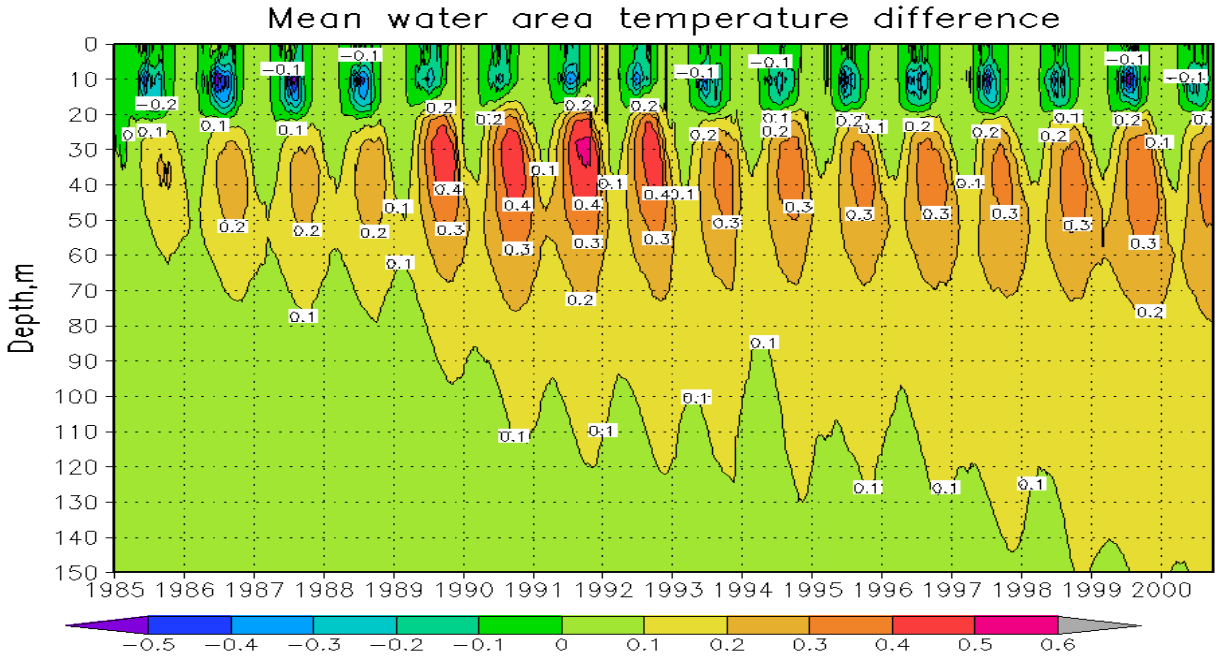
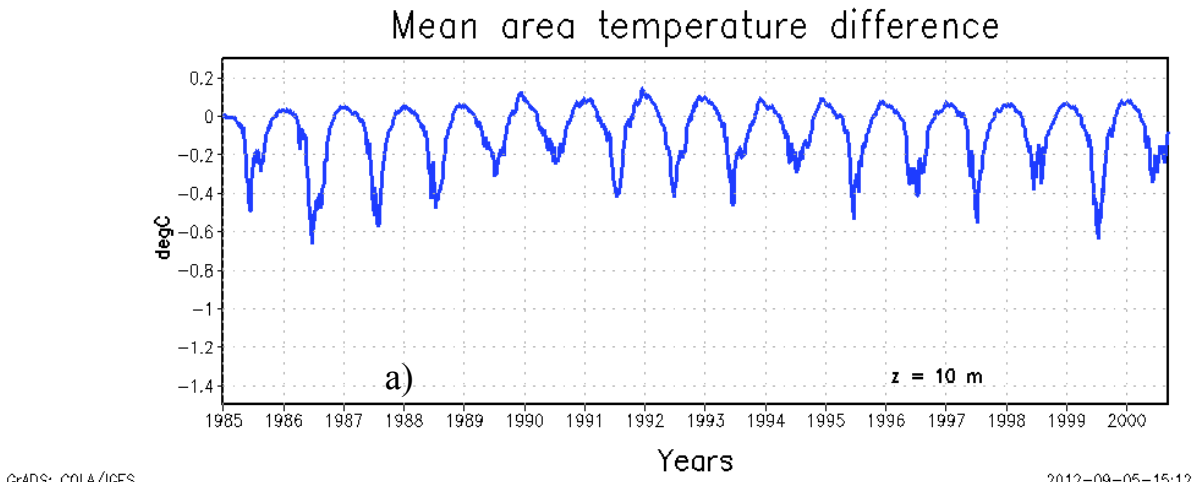


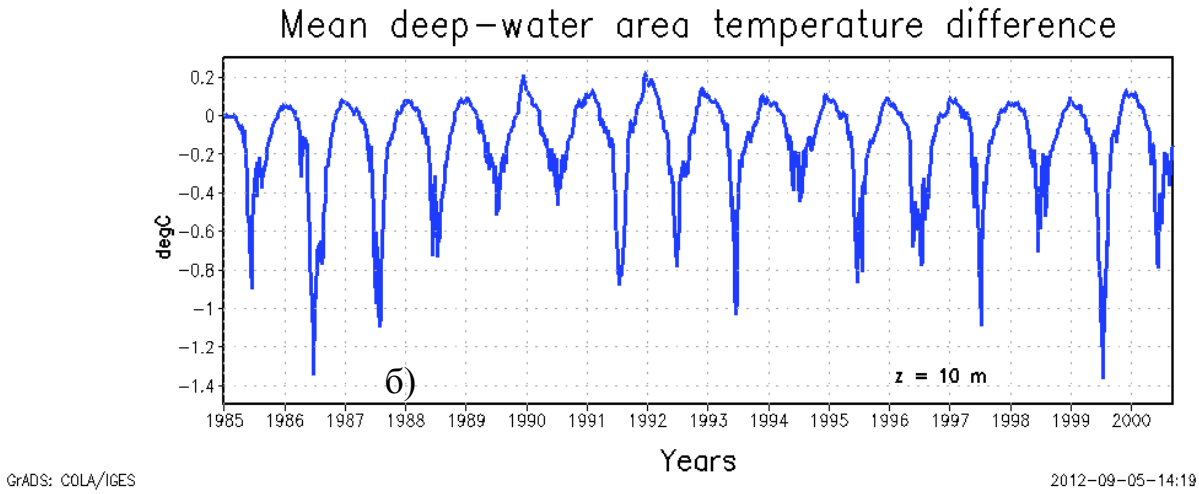
Рис.2.66 Изменение со временем разности средней по горизонтам температуры в верхнем 150-метровом слое между стандартной и усовершенствованной моделями.

На рис. 2.70 приведен средний за весь период сезонный ход на разных глубинах средней по площади моря температуры, рассчитанной по двум моделям. Видно, что в течение всего годового периода эта средняя температура, рассчитанная по усовершенствованной модели (S), выше.

Максимальные значения разности (до 1^0C) имеют место летом на глубине 10 м (рис. 2.70а). С глубиной разность между двумя моделями затухает и уже на 100 метрах она составляет величину около $0{,}1^0$C, однако на протяжении всего годового цикла, а не только летом (рис.2.70в).

Отличия в тепловом балансе верхних слоев моря привели к отличиям целого ряда параметров термохалинной структуры вод. На рис. 2.71 приведена эволюция разности между средней по площади моря толщиной верхнего перемешанного слоя (ВПС), рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели. Видно, что в зимние сезоны на протяжении всего рассматриваемого промежутка времени толщина ВПС, рассчитанная по усовершенствованной модели меньше, а в летние





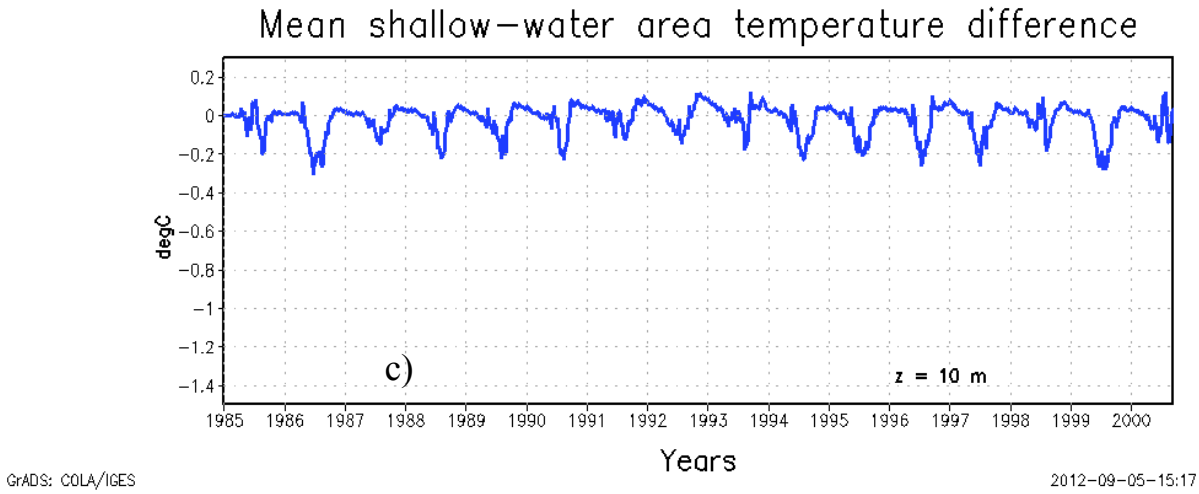


Рис. 2.67 Изменение со временем разности средней по площади моря температуры на глубине 10 м между стандартной и усовершенствованной моделью во всей акватории (а), в глубоководной (б) и в мелководной (в) частях моря

сезоны - больше. Максимальная разница достигает величины 1 м зимой в «мутный

период», летом - в конце «прозрачного» и «среднего» периодов. И если зимой эта величина составляет 3-5% всей толщины ВКС, то летом она может достигать 20% и более.

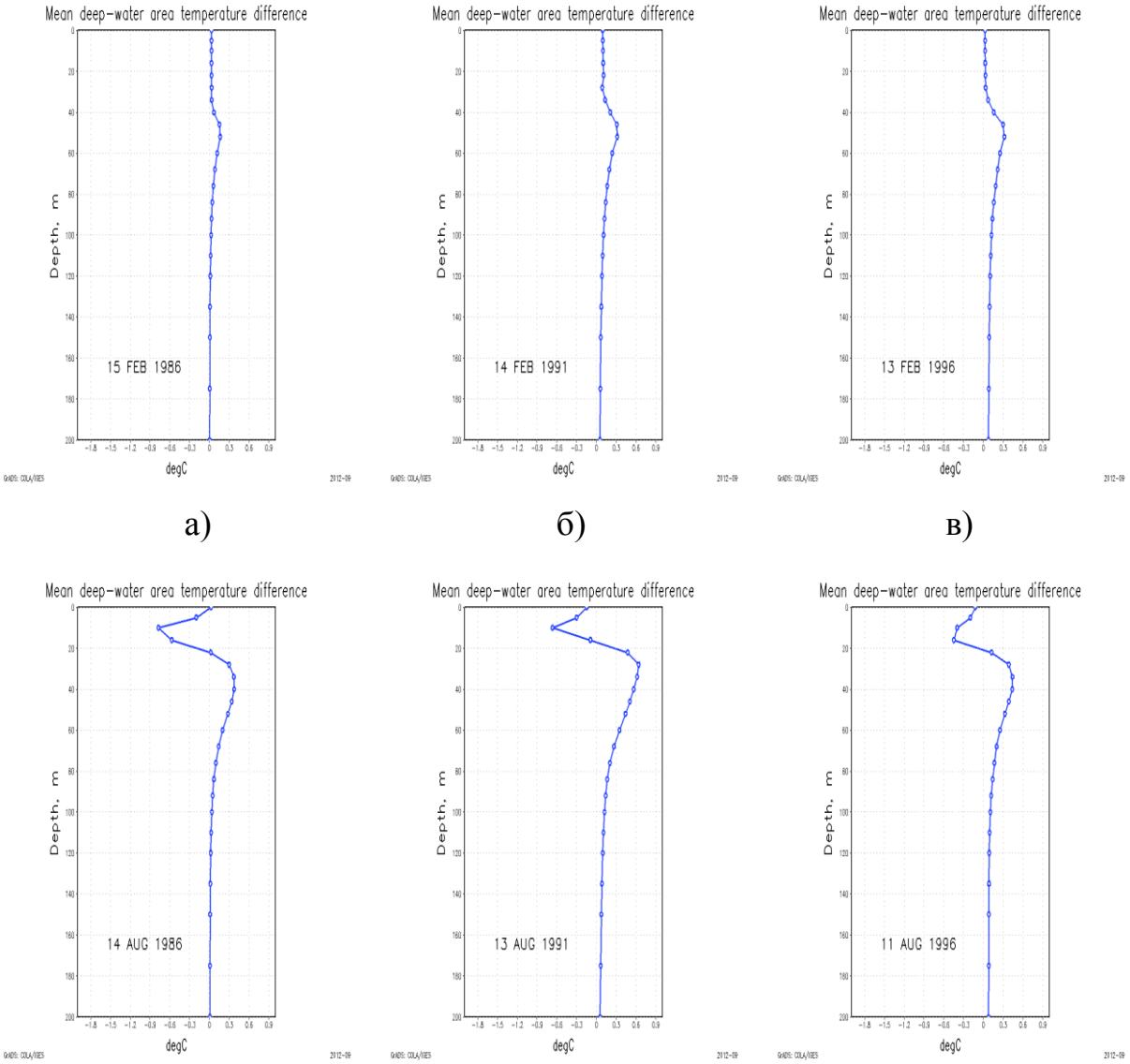


Рис. 2.68 Вертикальные профили разности средней по площади моря температуры между стандартной моделью и усовершенствованной в зимний (а,б,в) и в летний сезоны (г,д,е) в «прозрачный» (а,г), «мутный» (б,д) и «средний» (в,е) периоды в глубоководной части моря.

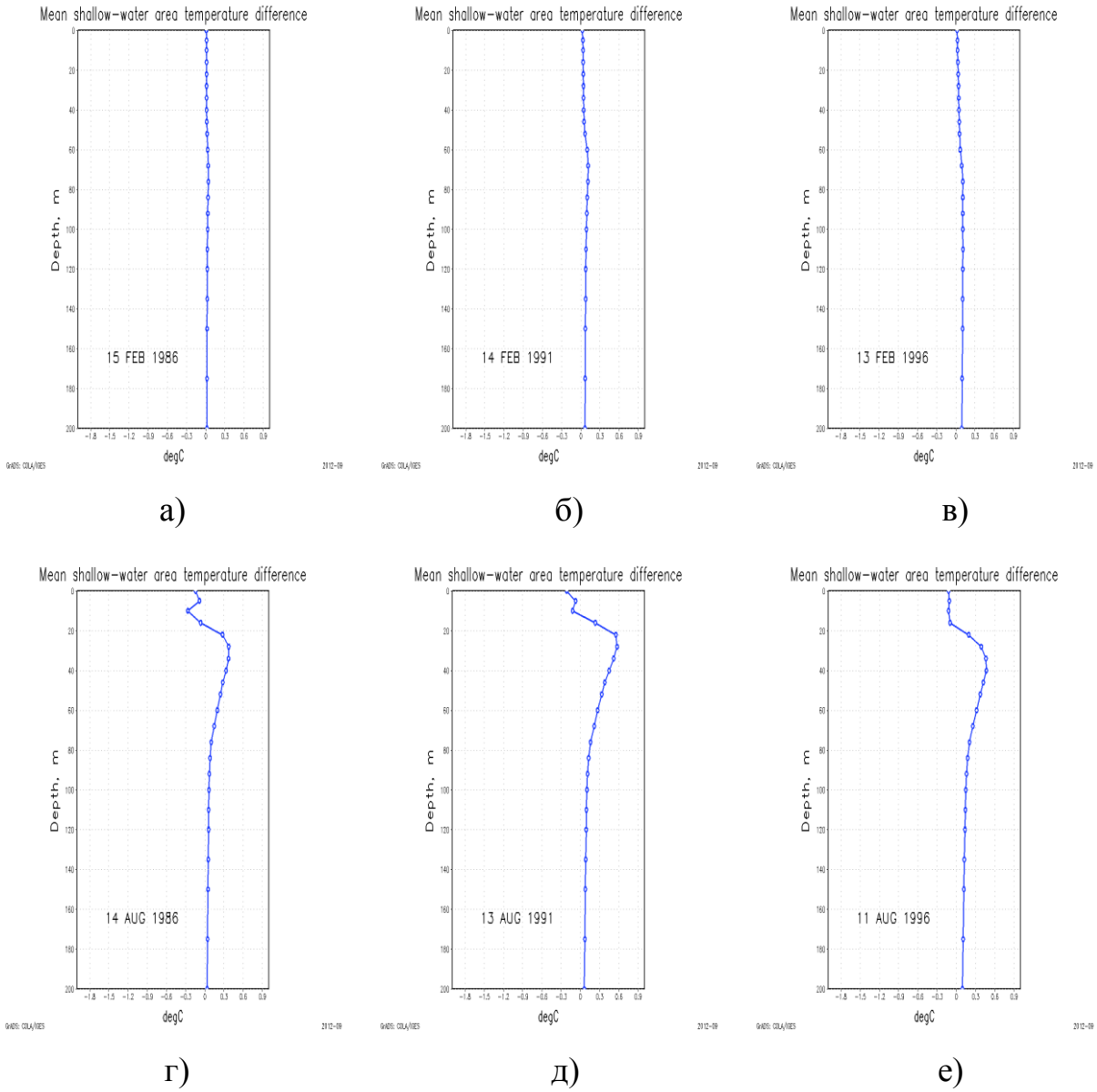


Рис. 2.69 Вертикальные профили разности средней по площади моря температуры между стандартной моделью и усовершенствованной в зимний (а,б,в) и в летний сезоны (г,д,е) в «прозрачный» (а,г), «мутный» (б,д) и «средний» (в,е) периоды в мелководной части моря.

На рис. 2.72 показана эволюция средних по площади моря толщины ХПС и его холодозапаса, рассчитанных по двум моделям. Видно, что толщина ХПС в первом эксперименте выше, наибольшие отличия (до 20 м) имеют место в летние сезоны в «прозрачный» период, в начале «мутного» периода» и в конце «среднего» периода»

(рис.2.72а). Аналогичная картина наблюдается и в распределении холодозапаса ХПС (рис.2.72б).

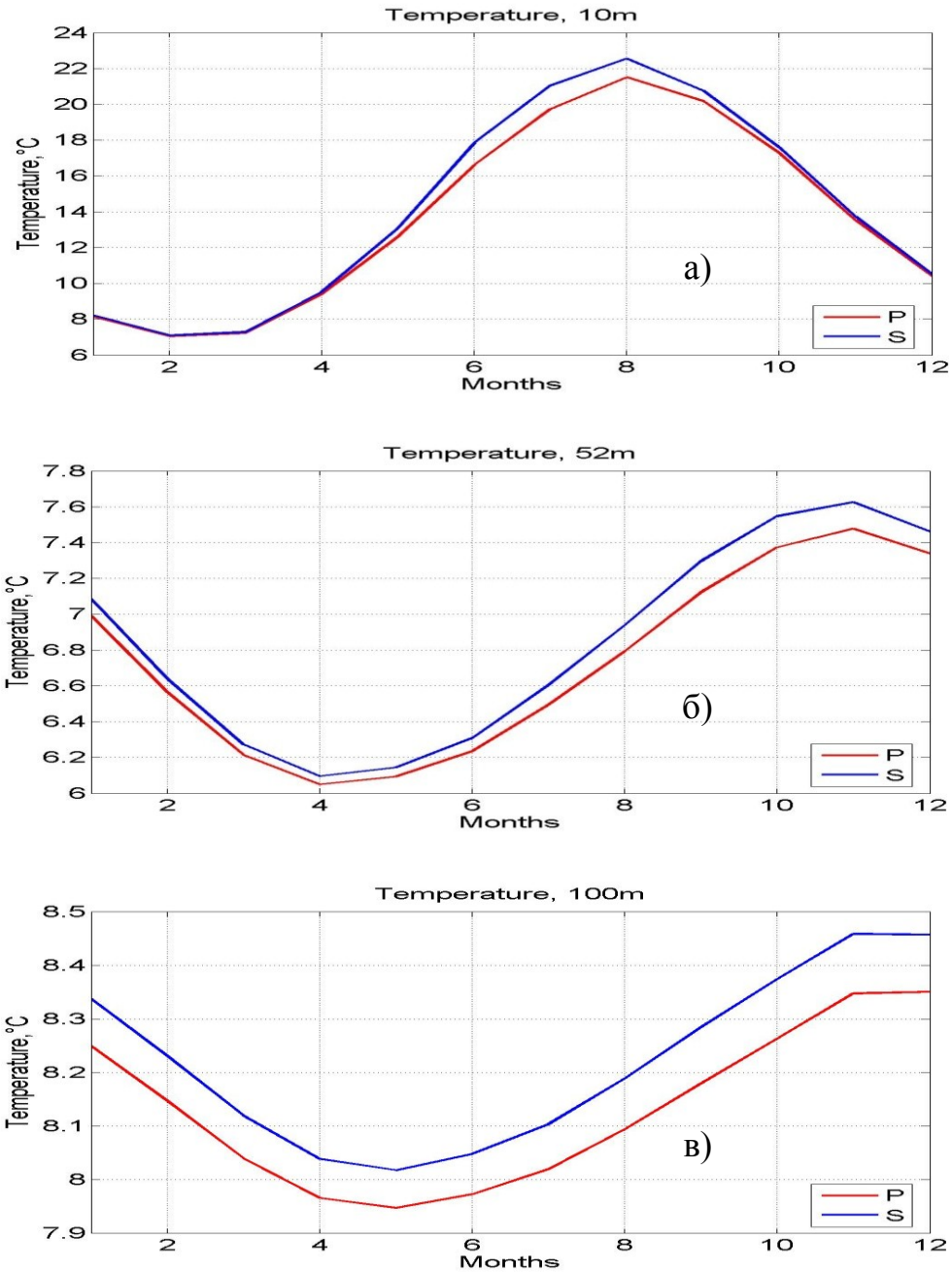


Рис.2.70 Сезонный ход средней по площади моря температуры, рассчитанной по стандартной модели (красная линия) и усовершенствованной модели (синяя линия) на глубине 10 м (а), 52 м (б) и 100 м (в) за период 1985-2000 гг.

Распределение по пространству среднегодовой разности между температурой, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели, на разных глубинах

имеет различный характер. На рис. 2.73 показано распределение этой разности на глубине 10 м в «прозрачный» и «мутный» периоды, а на рис. 2.74 - то же самое на глубине 52 м. На глубине 10 м в обоих периодах почти на всей акватории, за исключением небольшой области на северо-западном шельфе, температура во втором эксперименте выше. Максимальные отличия имеют место в северо-восточной части моря с абсолютными значениями более 1,5^{0}С, а минимальные - в западной части, где абсолютная величина разности не превышает 0,2^{0}С. На глубине 52 м картина иная (рис.2.74). Здесь положительная разность имеет место не только в очень узкой области на северо-западном шельфе, но и в центральной части акватории, особенно в «мутный» период (рис.2.74б). Отрицательные значения разности сосредоточены по всему периметру в районе струи ОЧТ. Максимальные значения абсолютной величины разности находятся в окрестности 0,2-0,3^{0}С.

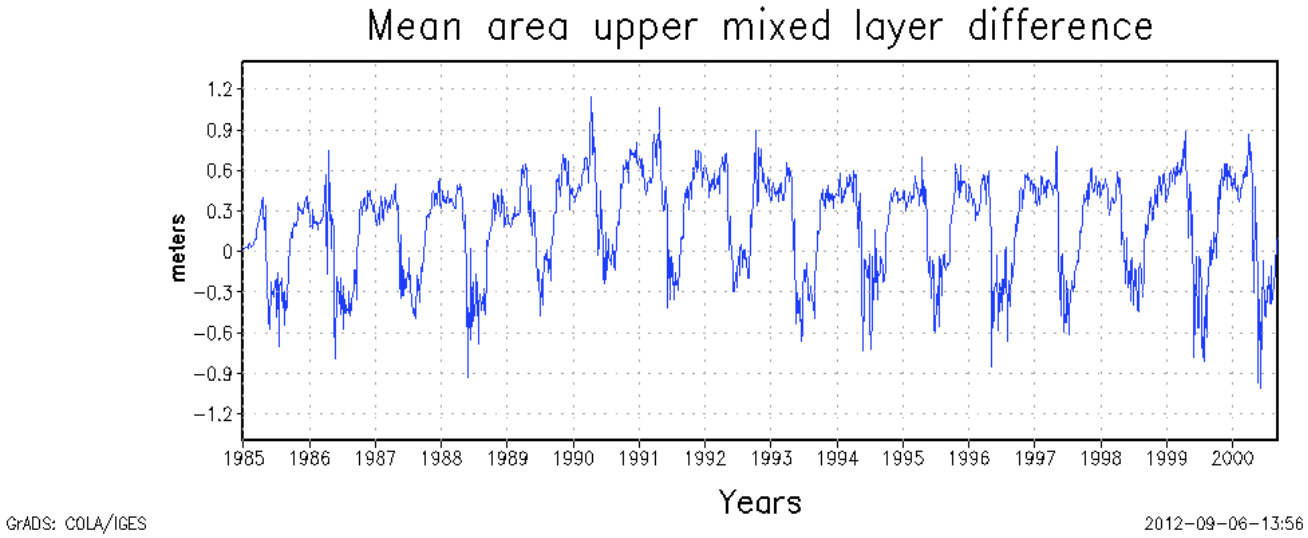
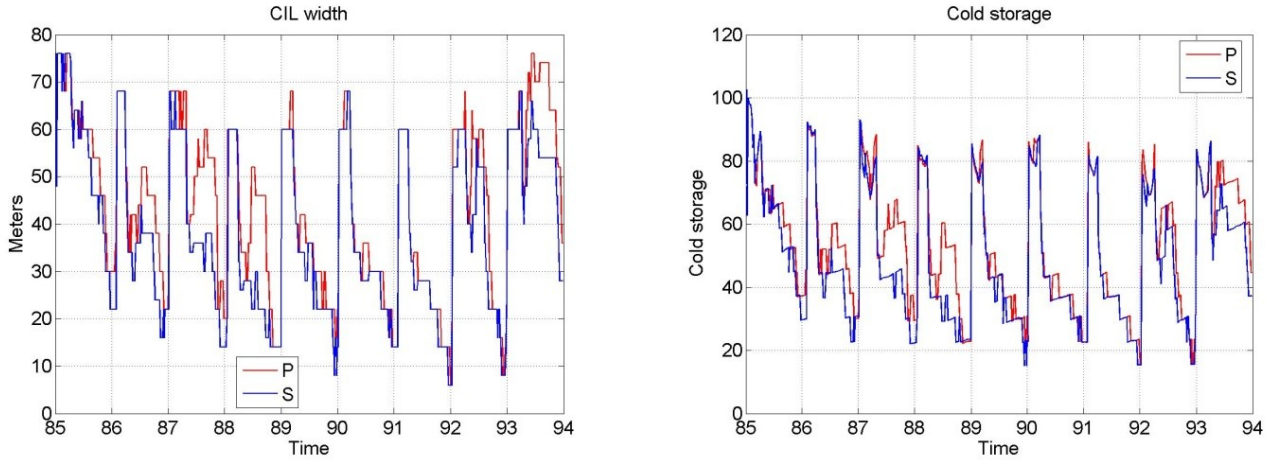


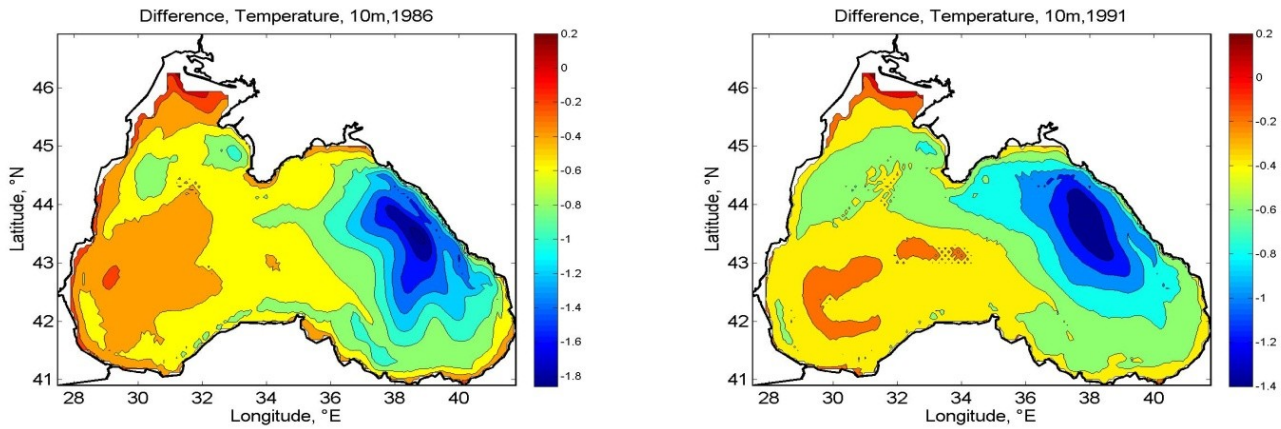
Рис. 2.71 Эволюция средней по площади моря разности между толщиной верхнего перемешанного слоя, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели.

Следует отметить, что хотя величина разности между температурой, рассчитанной по двум моделям, может показаться незначительной (в частности, в слоях глубже 30 м), относительная величина этой разности может достигать больших значений, особенно в летний период.



а) б)

Рис. 2.72 Эволюция средних по площади моря толщины ХПС (а) и его холодозапаса (б). Красная линия - стандартная модель, синяя линия - усовершенствованная.

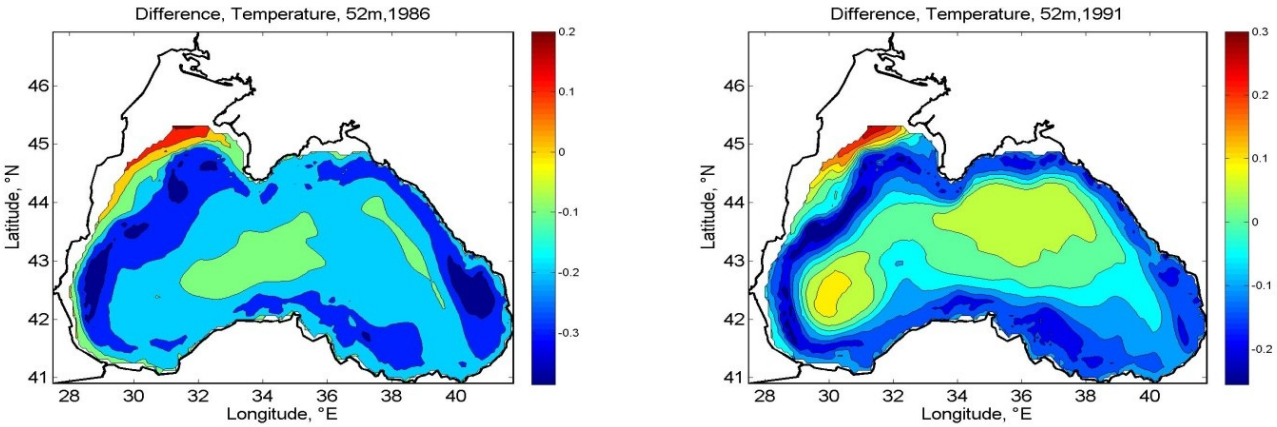


а) б)

Рис. 2.73 Среднегодовая разность (^{0}C) между температурой, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели, в «прозрачный» (а) и «мутный» (б) периоды на глубине 10 м.

На рисунке 2.75 приведено распределение по пространству среднегодовой относительной разности по отношению к температуре, рассчитанной по усовершенствованной модели, на глубине 10 м в разные сезоны и разные периоды, а на рисунке 2.76 то же самое, но на глубине 52 м. Видно, что зимой на глубине 10 м абсолютная величина относительной разности не превышает 3% и в «прозрачный» и

в «мутный» периоды. Но в летний период эта величина в восточной части моря достигает 25-30%. На глубине 52 м (рис.2.76) в зимний сезон абсолютное значение относительной разности не превышает 5% с максимумом в районе ОЧТ, но в «прозрачный» период» на востоке акватории, а в «мутный» период - на западе. В летний сезон максимальные величины сосредоточены по всему периметру ОЧТ со значениями около 10% в «прозрачный» период и около 6% - в «мутный».



а) б)

Рис. 2.74 Среднегодовая разность (^{0}C) между температурой, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели, в «прозрачный» (а) и «мутный» (б) периоды на глубине 52 м.

Изменения в температуре морской воды, естественно, приводят к изменению в плотности. На рис. 2.77 приведено распределение среднегодовой разности между условной плотностью, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделями, на глубине 10 м и 50 м в разные периоды рассматриваемого промежутка времени. На глубине 10 м во все периоды почти на всей акватории, за исключением небольшой области на самой кромке северо-западного шельфа, разность положительна с максимальными значениями в восточной части моря. На глубине 52 м картина более сложная. В «прозрачный» период по периметру бассейна сосредоточены положительные значения, а во всей внутренней области - отрицательные. В «мутный» период целостность области с отрицательными значениями нарушается и в центре бассейна располагается область с

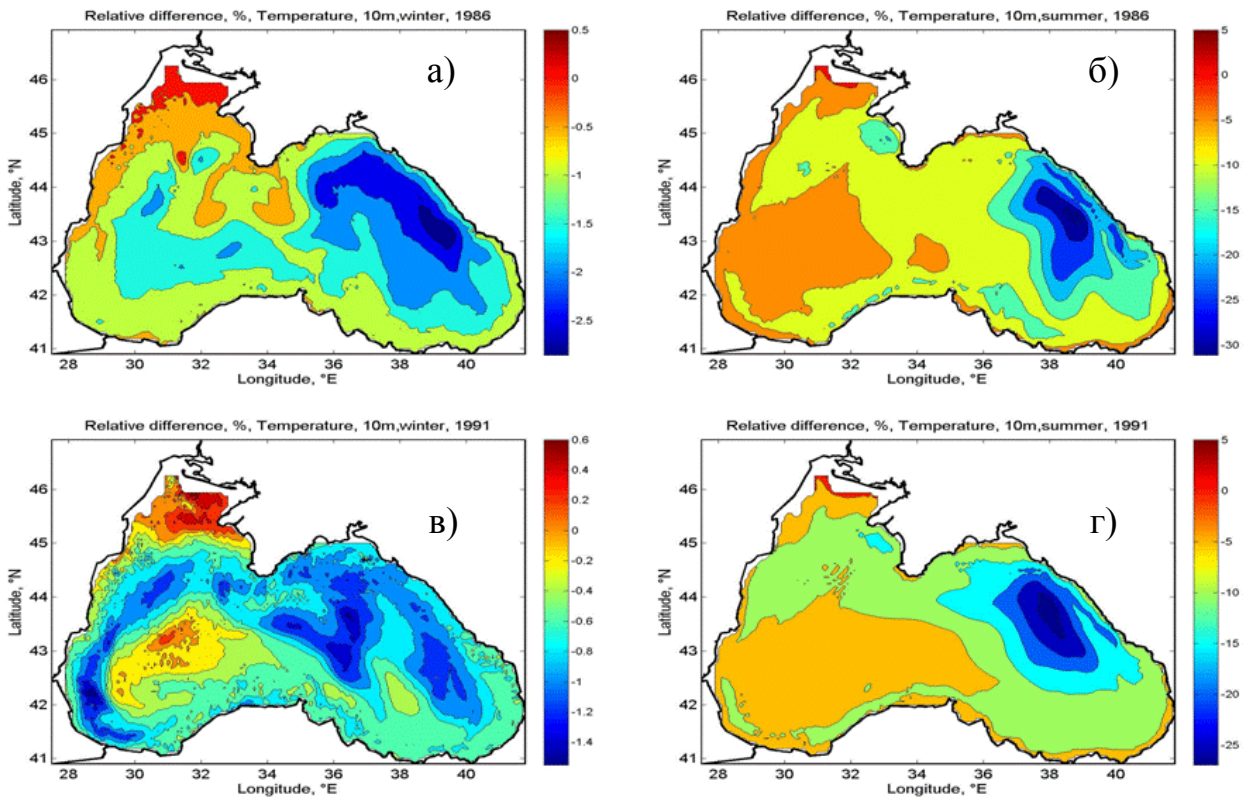


Рис. 2.75 Относительная разность (%) между температурой, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели, зимой (а,в) и летом (б,г) в «прозрачный» (а,б) и «мутный» (в,г) периоды на глубине 10 м

положительными значениями. В «средний» период картина распределения становится совсем пестрой, где области с положительными значениями разности перемежаются с областями отрицательных значений.

Следствием изменений в термохалинной структуре вод приводят к изменениям в динамике течений. На рис. 2.78 приведено распределение по пространству относительной разности между кинетической энергией течений, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделями, на глубине 10 м в разные сезоны и разные периоды, а на рис. 2.79 то же самое, но на глубине 52 м.

На 10 метрах в зимний сезон в обоих периодах отличия в центральной части бассейна не превышают 10%, а в районе ОЧТ по всему периметру - совсем несущественны. В летний сезон в «прозрачный» период кинетическая энергия в первом эксперименте выше почти на всей акватории с относительной разностью

около 20%. В «мутный» период в центральной части бассейна энергия выше во втором эксперименте, где относительная разность доходит до 80%.

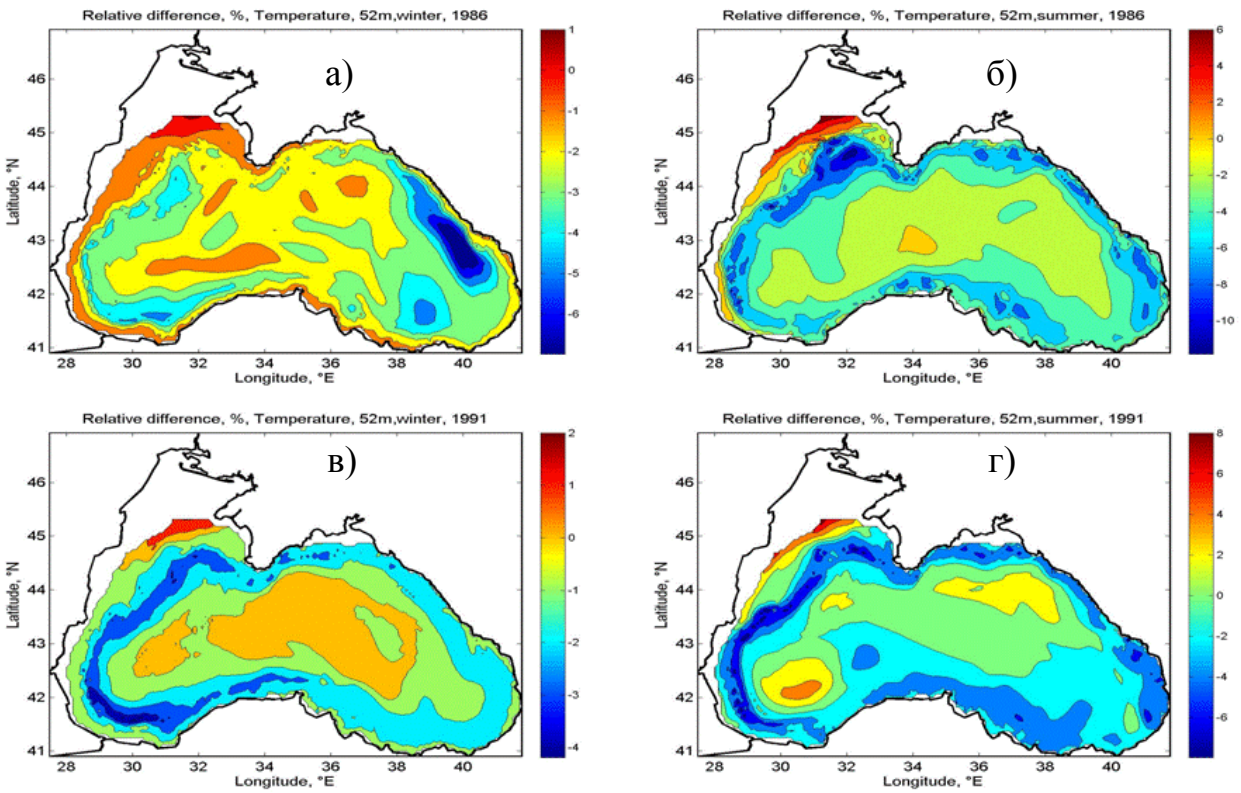


Рис. 2.76 Относительная разность (%) между температурой, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели, зимой (а,в) и летом (б,г) в «прозрачный» (а,б) и «мутный» (в,г) периоды на глубине 52 м.

На глубине 52 м картина распределения энергии схожа с распределением на 10 м, но абсолютное значение относительной разности достигает значительно больших величин: 15-20% в зимний сезон и 100-120% - в летний.

Изменения в динамике течений и термохалинной структуре вод в верхних слоях моря приводят к изменениям в переносе тепла течениями в этих слоях.

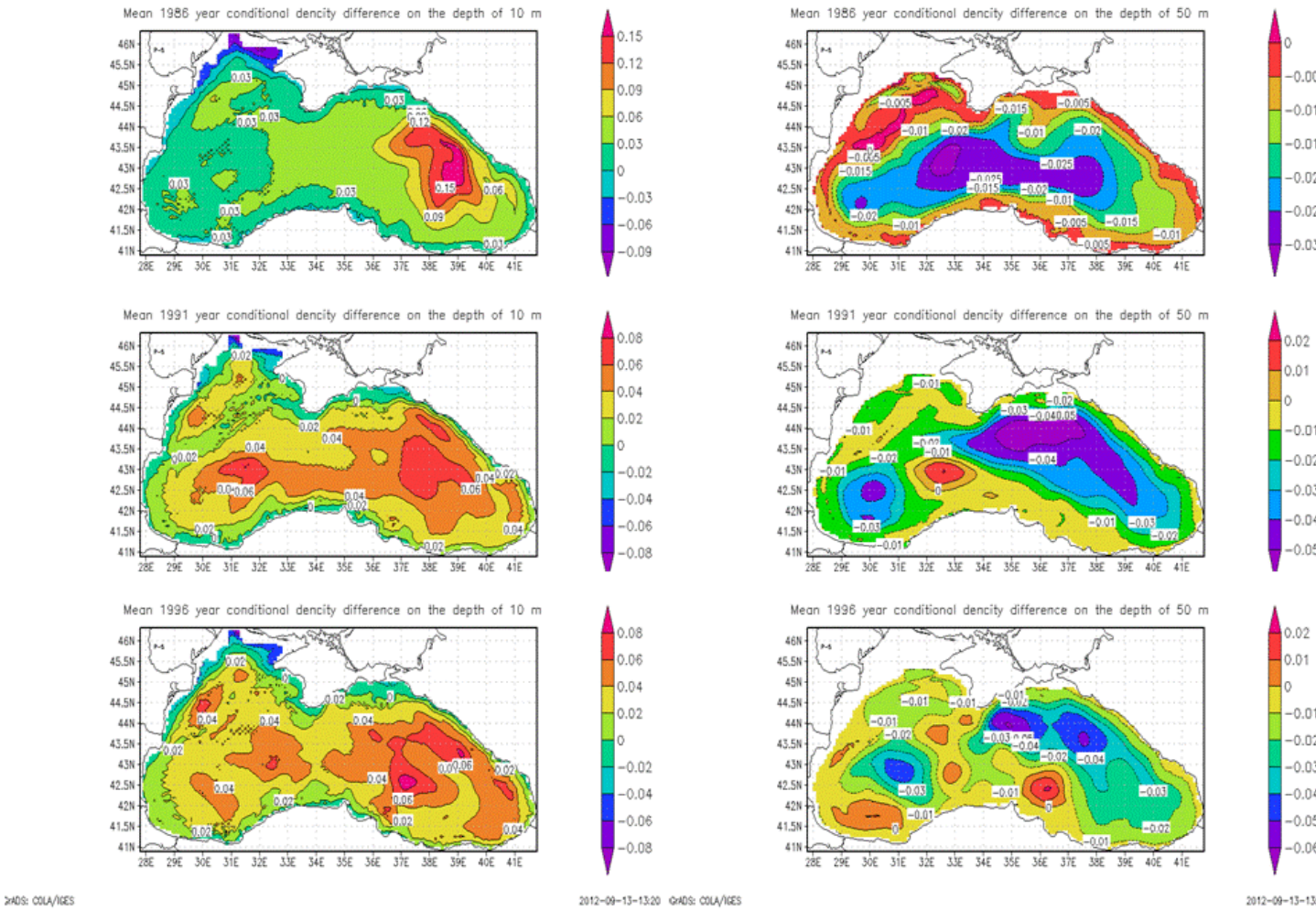


Рис. 2.77 Среднегодовая разность между условной плотностью, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделями, на глубине 10 м (слева) и 52 м (справа) в «прозрачный» (вверху), «мутный» (в середине) и «средний» (внизу) периоды.

Рисунок 2.80 иллюстрирует эти изменения. На нем показана эволюция разности ΔQ между зональными адвективными потоками тепла в слоях 0-10 м и 10-50 м через разрез вдоль 38^0E, показанный на рис.2.63 красной линией, рассчитанной по формуле:

$$\Delta Q = \frac{1}{(L_2 - L_1)} \cdot \frac{1}{(z_2 - z_1)} \int_{L_1}^{L_2} dy \int_{z_1}^{z_2} \left[(T \cdot u)_P - (T \cdot u)_S \right] \cdot dz \quad , \qquad (2.89)$$

где L_1,L_2 - южная и северная граница разреза соответственно; z_1,z_2 - нижняя и верхняя граница слоя соответственно; T - температура; u - зональная скорость; индексыс P и S обозначают стандартную и усовершенствованную модели соответственно.

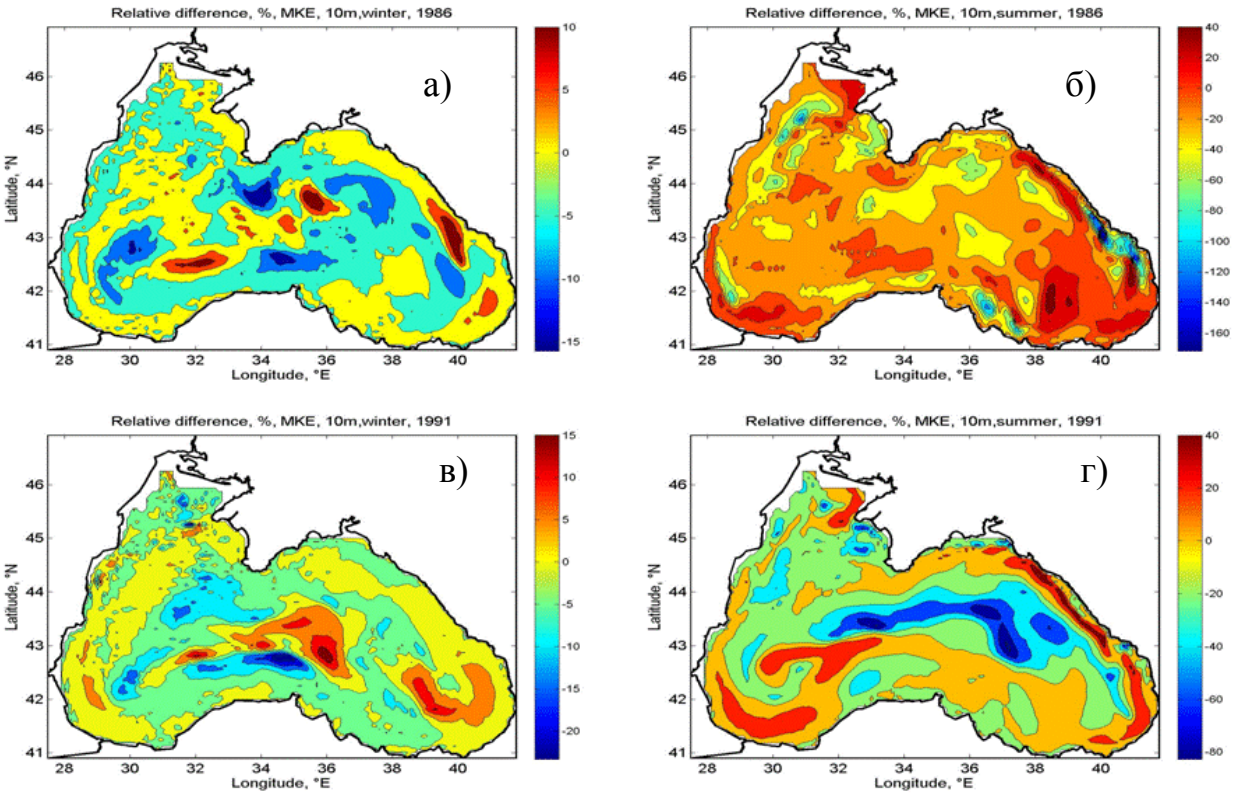


Рис. 2.78 Относительная разность (%) между кинетической энергией течений, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделями, зимой (а,в) и летом (б,г) в «прозрачный» (а,б) и «мутный» (в,г) периоды на глубине 10 м.

В верхнем рассматриваемом слое разность, естественно, значительно выше, чем в нижнем. Изменчивость носит перемежающий характер. Так в верхнем слое наибольшие отличия имеют место и летом (1986, 1991,1993,1999 гг.), и зимой(1988, 1991, 1992, 1996, 1997 гг.). Максимальное значение достигается летом 1993 г. В нижележащем слое 10-50 м изменения происходят почти синхронно, но с амплитудой, примерно, в два раза меньшей.

Резюме. На основе разработанной региональной спектральной модели поглощения света морской водой определены коэффициенты поглощения, с помощью которых параметризовано проникновение коротковолновой солнечной

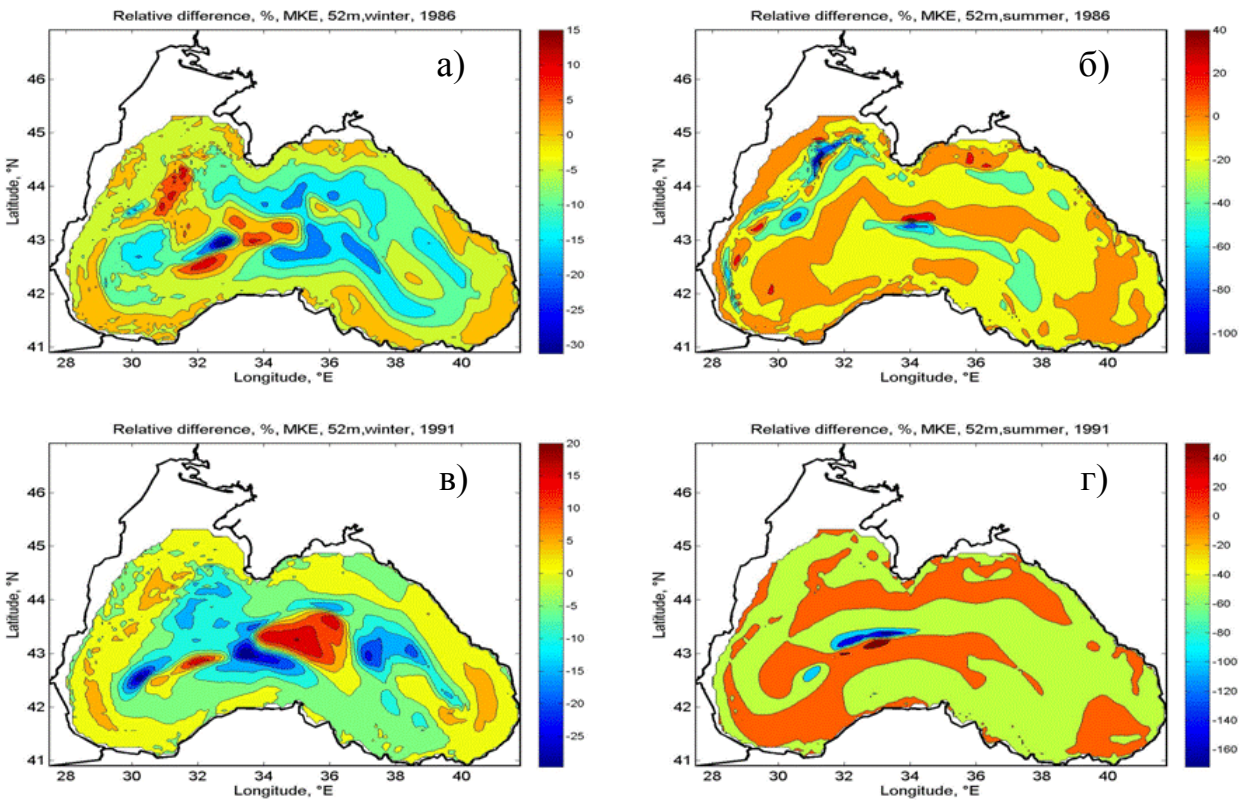


Рис. 2.79 Относительная разность (%) между кинетической энергии течений, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделями, зимой (а,в) и летом (б,г) в «прозрачный» (а,б) и «мутный» (в,г) периоды на глубине 52 м.

радиации в период с 1985 по 2001 гг. в разных районах акватории Черного моря. Сопоставляются результаты двух численных экспериментов для периода времени с 1985 до 2001 гг., в одном из которых оптические свойства морской воды считаются неизменными, а во втором - учитывается их пространственно-временная изменчивость на основе биооптической модели для условий, приближенных к реальным

Расчеты эволюции термохалинной структуры и циркуляции вод Черного моря проведены с помощью модели в сигма-координатах и с привлечением данных реанализа ERA40 об атмосферном воздействии за тот же период с упрощенной моделью коротковолновой радиации, когда она вся проникает в толщу вод, прозрачность которых постоянна во времени и пространстве, и усовершенствованной моделью, основанной на предложенной параметризации и

учитывающей спектральный состав излучения и изменчивость прозрачности вод во времени и пространстве.

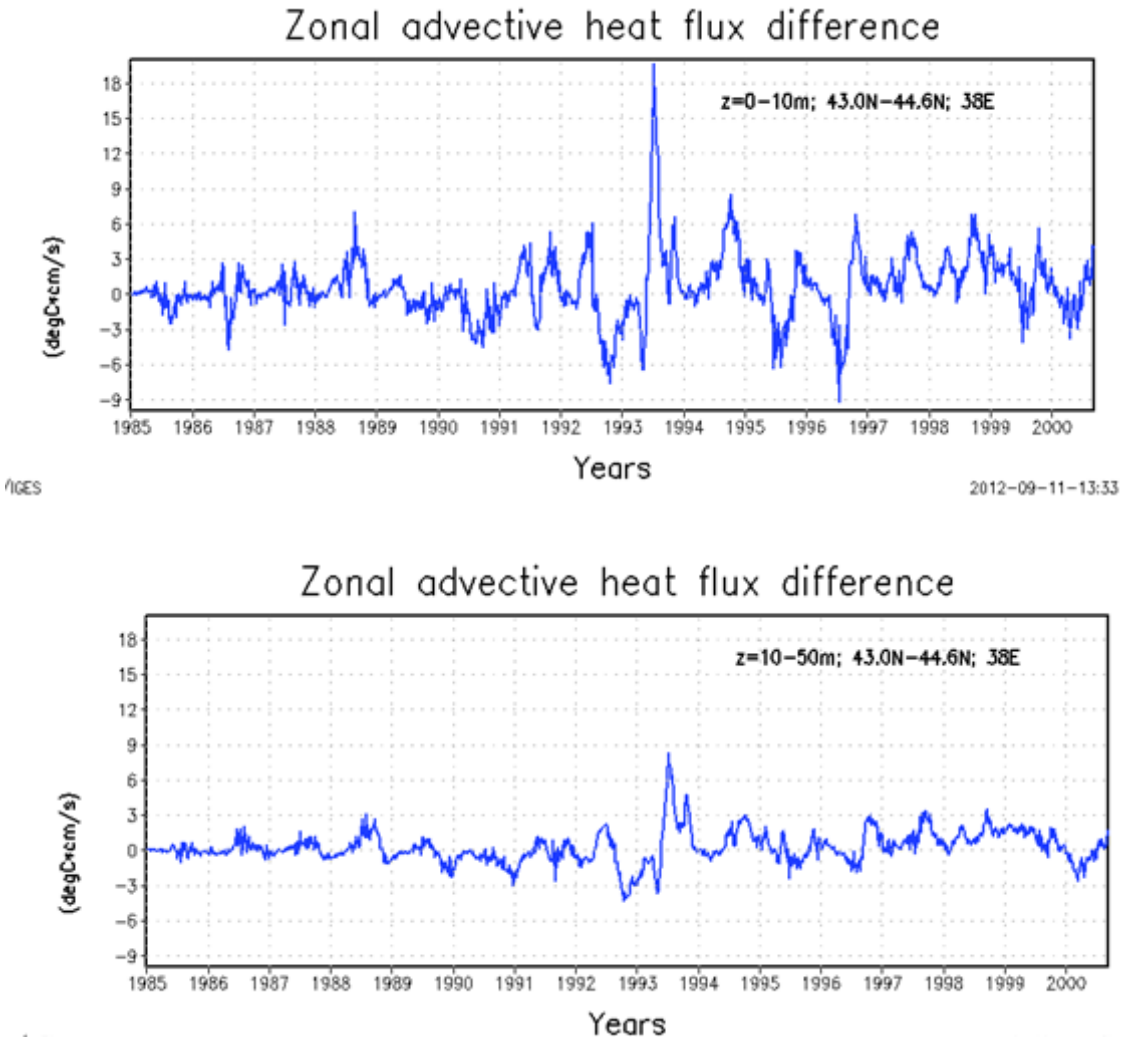


Рис. 2.80 Эволюция разности между зональным адвективным потоком тепла, рассчитанным по стандартной и усовершенствованной моделями, через разрез (красная линия на рис.3.64) вдоль 38^0E от 43^0N до береговой линии в слое 0-10 м (вверху) и 10-50 м (внизу).

Результаты расчетов показали, что учет реальных оптических свойств вод Черного моря приводит к изменению теплового бюджета верхних слоев моря, а именно:

– в глубоководной части моря в холодные сезоны всех трех периодов температура почти во всей толще вод становится ниже, причем более, чем на 0.3^0C в слое, примерно, от 40 до 75 м;

– в теплые сезоны примерно в верхнем 20-метровом слое температура всегда выше, разница доходит до 2-2.5^{0}С в восточной части моря, а глубже температура опять ниже, с разницей до 0.75^{0}С в «мутный» период.

– в мелководной части моря на северо-западном шельфе температура ниже во все сезоны;

– среднегодовая температура в глубоководной части моря становится выше, а в мелководной - ниже. Максимальные по абсолютной величине отличия локализованы в области ОЧТ.

Изменение теплового бюджета верхних слоев моря, в свою очередь, вызывает заметные отличия в динамике и, как следствие, достаточно значимые отличия в пространственном и временном распределении целого ряда гидрофизических параметров: толщины ВКС, кинетической энергии течений, адвективных потоков тепла, толщины и холодозапаса ХПС и других.

Так, средняя по площади моря толщина верхнего перемешанного слоя в летние сезоны меньше, а в зимние - больше. И хотя относительная абсолютная величина разности не превышает 1 м, в летние сезоны это может составлять 20-25%. Отличия в средней по площади толщине ХПС достигают в отдельные годы величин в 10-20 м. Относительная разность в кинетической энергии течений на глубине 10 м в отдельных районах моря достигает величин зимой в 5-10%, летом в «прозрачный» период - около 20%, а в «мутный» период - до 80%. Глубже картина распределения разности энергии повторяется, но абсолютное значение относительной разности достигает больших величин: 15-20% в зимний сезон и 100-120% - в летний.

Отличия в циркуляции и температуре также приводят к заметным отличиям в переносе тепла течениями.

На основании вышеизложенного можно заключить, что для более точного воспроизведения изменчивости термохалинной структуры и циркуляции вод Черного моря необходим учет и корректное описание в модели циркуляции изменчивости оптических свойств вод.

Выводы к Разделу 2

В настоящем разделе для решения задач оперативной океанографии применена адаптированная к физико-географическим условиям Черного моря модель в σ-координатах, основанная на модели общей циркуляции океана Принстонского университета *POM*.

После краткого обзора типов вертикальных координат, используемых при разработке и создании моделей циркуляции проведен анализ особенностей применения σ-координат. При этом особое внимание уделено проблеме преодоления трудностей, связанных с расчетом горизонтальных градиентов давления в σ-координатной системе. Отмечены преимущества использования σ-координат при моделировании океанической циркуляции.

Приведено описание модели, особенностей численного интегрирования, пространственной дискретизации и реализации граничных условий в устьях рек и проливах. Проведено тестирование модели на основе расчетов по восстановлению «модельной» климатической сезонной изменчивости гидрофизических полей Черного моря.

Выполнены расчеты с ассимиляцией климатических полей температуры и солености и корректной интерполяцией среднемесячных данных об атмосферном воздействии, в результате которых получен «реальный» климатический сезонный ход гидрофизических полей Черного моря. Проведен анализ восстановленной климатической изменчивости термохалинной структуры и динамики вод моря. Результаты проведенных расчетов внедрены в оперативную систему диагноза и прогноза состояния Черного моря.

Впервые для Черного моря произведен реанализ его состояния более чем за 20-летний период времени. При расчетах в модели ассимилировались специальным образом подготовленные данные, основанные на результатах восстановленного климатического хода полей температуры и солености и данных измерений, выполненных во время гидрологических съемок с 1971 по 1993 гг. на 101 тыс. станций. Проведенные расчеты позволили описать реальную сезонную и

межгодовую изменчивость термохалинных и динамических характеристик Черного моря за рассматриваемый период и выявить различные тенденции в их долговременной эволюции.

На основе результатов реанализа детально рассмотрены процессы формирования холодного промежуточного слоя и исследованы механизмы, ответственные за эти процессы, в периоды чередования атмосферного воздействия: аномально теплой зимы 1980 – 1981 гг., нормальной зимы 1987 – 1988 гг. и холодной зимы 1992 – 1993 гг.

С помощью σ-координатной модели циркуляции и биооптической модели, описывающей проникновение коротковолновой радиации в толщу моря, исследовано влияние оптических характеристик морской воды на динамику и стратификацию вод в верхних слоях Черного моря. Получены количественные оценки вклада оптического состояния моря в его гидродинамический режим в период конца XX столетия, в течение которого оптические свойства Черного моря претерпевали значительные изменения. Результаты проведенного исследования внедрены в оперативную модель Черного моря.

Результаты исследований, представленные в настоящем разделе, опубликованы в работах [78,83,84,106,107,111,134,248,338,342,343,362,365].

РАЗДЕЛ 3
МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ И ПРОЦЕССОВ ПЕРЕНОСА В ПРИБРЕЖНЫХ МОРСКИХ РАЙОНАХ

Логика развития океанографической науки наряду с глобальными изменениями в политической и экономической структурах общества, а также насущные потребности человека, объективно обусловили увеличение концентрации усилий научного сообщества на исследованиях динамики вод в прибрежных и шельфовых зонах океанов и морей.

Действительно, с одной стороны морской шельф занимает лишь 7.4% акватории Мирового океана [169,177,196], но более половины человечества постоянно живёт в пределах узкой, шириной около 200 км, прибрежной полосы [108,167,172].

В 1994 году 37 % всего населения мира проживало в пределах 60-километровой прибрежной зоны, – и это больше, чем общая численность жителей планеты в 1950 году [237].

Следствием этого является интенсивная антропогенная нагрузка на морские прибрежные акватории, стремительно возрастающая в последние десятилетия. Это в свою очередь обуславливает изменения (в большинстве случаев - негативные) морских экосистем с беспрецедентной скоростью. Антропогенное воздействие, как следствие экстенсивного, неуправляемого и технологически ущербного развития производственной и сельскохозяйственной инфраструктуры прибрежных территорий, проявляется в привнесении новых видов, количественных и качественных нарушениях циклов обращения питательных веществ, катастрофически изменяющих естественно сложившийся баланс. Результатом является уменьшение объемов промыслового лова рыбы в море и сокращение биоразнообразия морской фауны. Перспективы промышленной эксплуатации шельфа моря и, в частности, его использования для добычи и транспортировки нефти и газа с неизбежностью приводят к возрастанию вероятности крупных катастроф с нанесением непоправимого ущерба рекреационным и биологическим

ресурсам моря.

Решение возникающих проблем требует разработки и создания систем контроля морской среды, неотъемлемой частью которых являются междисциплинарные математические модели, описывающие состояние и динамику морских прибрежных вод [66,67,68,193,393]. Гидрофизический блок в таких моделях составляет основную часть и модели, лежащие в его основе должны учитывать специфические особенности прибрежных морских зон. Среди них можно отметить: относительно малые глубины; большую неравномерность рельефа дна; как правило, разные линейные размеры - вдоль берега, перпендикулярно ему и вертикально вниз - отличающиеся друг от друга на порядки; речной сток. Эти и другие особенности приводят к изменению роли и значения различных физических процессов по сравнению с открытыми областями глубоководного океана. В частности, придонное трение, которое в открытом океане играет незначительную роль, становится здесь существенным. Ветровые течения испытывают сильное влияние берега - в одних районах это приводит к возникновению апвеллинга, в других служит причиной штормовых нагонов. Речной сток служит причиной распреснения морской воды и, как следствие, уменьшения её плотности. При одинаковых величинах потока тепла через поверхность моря более мелководные области вблизи берега испытывают большие вариации температуры, вследствие чего прибрежные воды часто являются областями с относительно большими градиентами солености, температуры и плотности.

Кроме того, исследование гидрофизических процессов в прибрежных областях моря требует от моделей существенно более высокого разрешения. Действительно, оценки характерных величин внутреннего радиуса деформации Россби для шельфовых и прибрежных районов Черного моря дают величины в 5-10 км [15]. Однако, существующие в настоящее время глобальные модели циркуляции [449] имеют горизонтальное разрешение не выше ~5 км, поэтому они объективно не могут адекватно описать динамические структуры в этих районах с указанными масштабами. В то же время именно на этих акваториях постоянно существуют как квазистационарные, так и движущиеся антициклонические вихри различных

масштабов и интенсивности [321,443], а прибрежные течения - течения, расположенные между стрежнем ОЧТ и берегом - обычно носят сложный характер разнонаправленных горизонтальных и вертикальных потоков достаточно малых масштабов [150].

И, несмотря на ошеломляющий прогресс в компьютерных технологиях, в настоящее время пока невозможно построить модель общей циркуляции моря с достаточно высоким разрешением и разумным временем счета. Выходом из этой ситуации является построение региональных моделей циркуляции. И тогда на сравнительно небольшой, ограниченной, акватории можно использовать достаточно малые шаги по пространству, сохраняя приемлемое время расчетов.

Однако, при этом не следует забывать, что прибрежную область нельзя рассматривать вне её связи с открытыми прилегающими областями моря. Иногда интенсивные течения, проходящие над континентальным склоном, оказывают большое влияние на прибрежные воды. В процессе меандрирования таких течений воды открытого моря могут вторгаться в прибрежную область, или наоборот, прибрежные воды могут захватываться образовавшимися рингами и уноситься в открытое море.

Т.е. возникает очевидная необходимость учета влияния акватории открытого моря или океана, примыкающей к рассматриваемой прибрежной области, которое может быть доминирующим, несмотря на наличие собственной динамики в этой области. То есть возникает проблема постановки краевых условий на открытых жидких границах области.

3.1. Проблема описания открытой жидкой границы при моделировании циркуляции в прибрежных районах

Как показано в [205,378,410], задача, описываемая «примитивной» системой уравнений динамики моря с открытой границей, является некорректной. (Напомним, система уравнений будет корректной, если она имеет единственное решение, непрерывно зависящее от начальных условий.). В практическом плане это

означает, что, несмотря на то, что решение поставленной задачи может существовать, такое решение может быть чрезмерно чувствительным к условию на открытой границе [378]. То есть, небольшие возмущения условий на открытой границе могут вызвать большие изменения в решении во внутренней области.

Кроме того, эти условия должны быть направлены на одновременное достижение 2-х целей: во-первых, они должны описывать воздействие внешних полей (в виде данных или внешней модели) на решение во внутренней области, и в то же время, они должны позволять выходящим волнам и водным массам свободно покидать область без фиктивных процессов отражения. Т.е. для того, чтобы получить приемлемое численное решение, условия на открытой границе должны быть согласованы с искомым физическим решением.

Для выбора того или иного способа задания условий на открытой границе рассмотрим проблему с общей точки зрения. Пусть стоит задача описать циркуляцию в некоторой прибрежной области моря G_R в промежутке времени $[t_0, T]$ с помощью модели, которую символически можно записать так:

$$A_R \cdot r = f_R \quad \text{на} \quad G_R \times [t_0, T] \tag{3.1}$$

с начальным условием $r = r_0$ при $t = t_0$; A_R - некоторый оператор дифференцирования, r - вектор состояния, f_R - вынуждающая сила. Часть границы области G_R может проходить по береговой линии, т.е. являться твердой. Постановка граничных условий на такой границе, как правило, не вызывает трудностей и в дальнейшем не обсуждается. Однако, часть границы, называемой открытой, может не проходить по береговой черте, т.е. являться в некотором смысле искусственной, никак не отражающей физическую природу рассматриваемого объекта. Эта граница отделяет рассматриваемую прибрежную область от остальной, внешней части моря. Обозначим её через Γ. Решение r в локальной области G_R находится под влиянием внешней области и взаимодействует с ней через границу Γ.

Предположим, что у нас имеется информация о состоянии моря во внешней области либо в виде данных b, либо в виде модели:

$$A_B \cdot b = f_B \quad \text{на} \quad G_B \times [t_0, T] \tag{3.2}$$

где G_B - внешняя область; A_B - некоторый оператор дифференцирования, b - вектор состояния, f_B - вынуждающая сила.

Рис. 3.1 Схематическое изображение расчетных областей и их границ.

Задача состоит в том, чтобы найти r, удовлетворяющее (3.1) и учитывающее влияние G_B , т.е. адекватно связанное с b из (4.2) через Γ. Отметим, что в рассматриваемом случае области G_R и G_B не пересекаются (рис.3.1). Поскольку Γ не является физической границей, то связь эта должна быть по возможности максимально гладкой, по крайней мере, непрерывной и дифференцируемой. Т.е. корректная формулировка проблемы будет следующая:

$$\begin{cases} \text{найти } r: \\ A_R \cdot r = f_R \quad \text{на } G_R \times [t_0, T] \\ r = b \quad \text{на } \Gamma \times [t_0, T] \\ \partial r / \partial n = \partial b / \partial n \quad \text{на } \Gamma \times [t_0, T] \\ \text{при условии:} \\ A_B \cdot b = f_B \quad \text{на } G_B \times [t_0, T], \end{cases} \tag{3.3}$$

где n - нормаль к Γ.

Однако, операторы A_R и A_B в общем случае различны, как в дифференциальной, так и в дискретной форме. Различными, вообще говоря, могут быть и вынуждающие силы f_R и f_B. И, кроме того, область G_R при дискретизации имеет, как правило, более высокое разрешение, чем G_B. В этом случае условия гладкости в (3.3) при численном решении не могут быть выполнены. Кроме того, в реальных приложениях к задачам оперативной океанографии внешняя модель (3.2) не всегда доступна в режиме реального времени (онлайн-режиме), поэтому в большинстве случаев при решении задачи (3.3) применяются разные подходы, использующие ту или иную степень приближения.

Следуя [212] опишем некоторые из таких подходов, в том числе применяемые в настоящей работе.

Ординарная открытая граница. Наиболее часто встречающийся случай, когда рассматривается только прибрежная область моря, без внешней области. В этом случае проблема может быть сформулирована так:

$$\begin{cases} \text{найти } r: \\ A_R \cdot r = f_R \quad \text{на } G_R \times [t_0, T] \\ B \cdot r = g \quad \text{на } \Gamma \times [t_0, T], \end{cases} \tag{3.4}$$

где g- некоторый вектор состояния, B - граничный оператор, которые требуется определить из некоторых дополнительных соображений.

Технология вложенных сеток. Как правило, внешняя модель определена на всей глобальной области, т.е. решение b покрывает всю область $G_B \cup G_R \cup \Gamma$. И модифицировать внешнюю модель во избежание этого перекрытия и для введения границы Γ в целях приведения задачи к виду (3.3) является нецелесообразным. Более того, в этом случае расширенное решение b может быть использовано для задания граничного условия на Γ для локальной модели. Такой подход получил название метода вложенных сеток. Он давно используется в метеорологии и в последнее время успешно применяется в самых разных океанологических задачах

[236,261,262,268,352,377,403,404,436,447,463,469,477,478]. Суть метода заключается в том, что в бассейне, описываемом глобальной моделью с крупной расчетной сеткой, выделяются достаточно малые по площади области, расчеты в которых проводятся на мелкой сетке. При этом каждая область с мелкой сеткой формально представляет собой замкнутый бассейн, часть границы которого является жидкой, и проходит по внутренней линии сетки глобальной области. Обычно размер шага мелкой сетки принимается кратным размеру шага на крупной сетке. Области с высоким разрешением располагаются в районах, представляющих интерес с той или иной точки зрения, как правило, в прибрежных районах с интенсивными морскими транспортными коридорами, в акваториях, примыкающих к важным промышленным и социокультурным объектам, в районах устьев рек и т. д.

В зависимости от задания способа взаимодействия локальной и глобальной областей метод вложенных сеток можно условно разделить на три основных типа [112].

Односторонний метод вложенных сеток (one-way nesting:1-way nesting). При одностороннем методе вложенных сеток или методе вложенных сеток без обратной связи формулировка проблемы будет следующей:

$$A_B \cdot b = f_B \quad \text{на} \quad G_B \cup G_R \cup \Gamma \times \ [t_0\,, T] \tag{3.5}$$

$$\begin{cases} A_R \cdot r = f_R & \text{на} \ \ G_R \times [t_0, T] \\ B \cdot r = B \cdot b & \text{на} \ \Gamma \times [t_0, T] \end{cases} \tag{3.6}$$

Видно, что в этом случае локальное решение r в области G_R никак не влияет на решение в области G_B, т.е. обмен информацией осуществляется в одностороннем порядке, без обратной связи (рис.3.2а). Однако, при этом взаимодействие между двумя моделями может осуществляться как в онлайн-режиме, так и в отсроченном во времени режиме (оффлайн-режиме), что может приводить к существенной экономии времени счета, т.к. шаги по времени в локальной модели из-за более высокого пространственного разрешения, как правило, должны быть намного

меньше, чем в глобальной модели. В океанографических приложениях этот метод применялся в [220,236,352,463,477,478].

Отметим, что (3.6) является частным случаем задачи (3.4), а задача (3.5) отличается от общей постановки (3.3) тем, что решение b ищется на множестве $G_B \cup G_R \cup \Gamma$.

Двухсторонний метод вложенных сеток (two-way nesting:2-way nesting). Поскольку в локальной области G_R разрешение, как правило, более высокое, то локальное решение r здесь может быть более точным, чем глобальное решение b в этой области. Поэтому полученную дополнительную информацию можно использовать для уточнения решения b на G_R. Тогда формулировка задачи будет следующей:

$$A_B \cdot b = f_B \quad \text{на} \quad G_B \cup G_R \cup \Gamma \times [t_0, T] \tag{3.7}$$

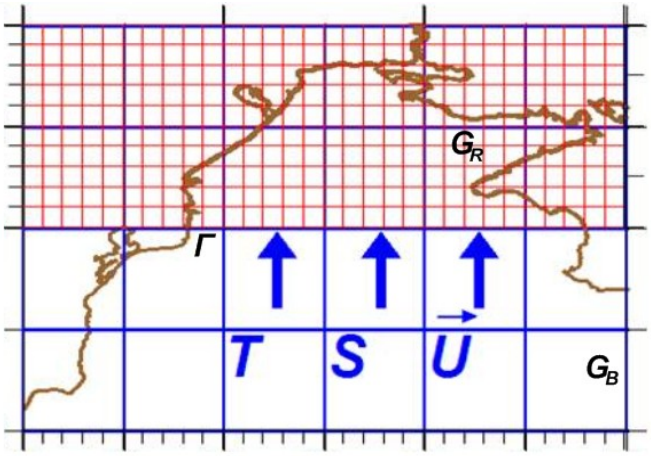
$$\begin{cases} A_R \cdot r = f_R & \text{на} \quad G_R \times [t_0, T] \\ B \cdot r = B \cdot b & \text{на} \quad \Gamma \times [t_0, T] \end{cases} \tag{3.8}$$

$$b = P \cdot r \quad \text{на} \quad G_R \times [t_0, T], \tag{3.9}$$

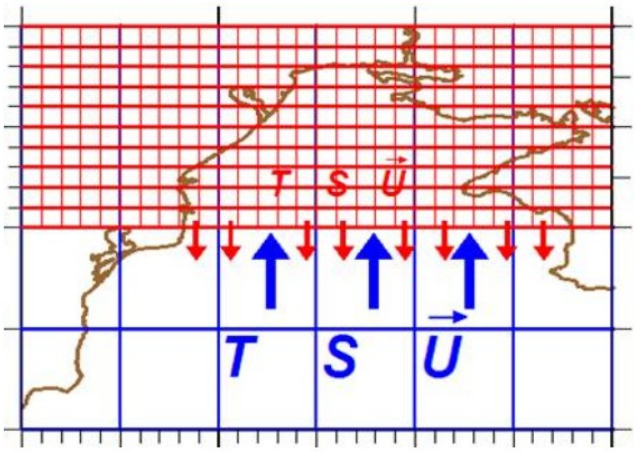
где P - оператор, преобразующий локальное решение r со своей сетки в G_R на сетку глобальной модели в G_R.

Таким образом, осуществляется двухсторонний обмен информацией, и учитывается не только влияние глобальной области на локальную, но и обратное влияние локальной области на глобальную (рис.3.2б). Поэтому по иному этот метод называют методом вложенных сеток с обратной связью. Часто при этом для подавления влияния возникающих паразитарных волн на границе областей используют не поверхность раздела, а целую область перекрытия глобальной и локальной областей. Такой подход использовался, например, в работах [132,261,262,268,403,404,436,447,469].

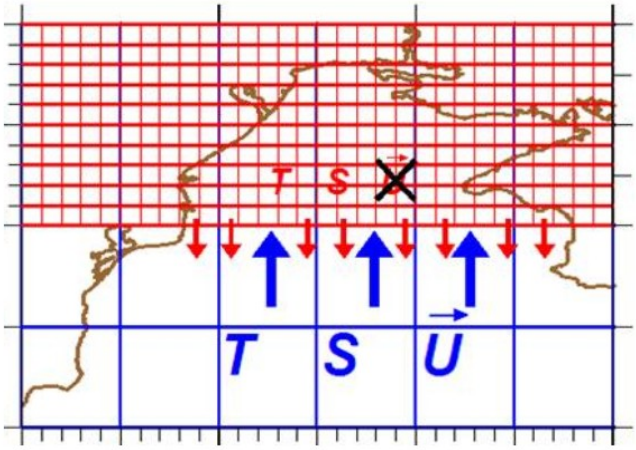
Необходимо отметить, что в этом случае необходимо одновременно проводить расчет по глобальной и региональной моделям, т.е. этот метод можно использовать только в онлайн-режиме.



а)



б)



в)

Рис. 3.2 Схематическое представление обмена информацией между локальной и глобальной областями при использовании технологии вложенных сеток: 1-way nesting (а); 2-way nesting (б); 1.5-way nesting (в). Клетки красного цвета обозначают сетку прибрежной модели, синего - сетку глобальной модели, коричневая линия - береговая черта.

А поскольку из-за высокого пространственного разрешения в локальной модели шаг по времени часто намного меньше, чем в глобальной модели, то время расчета при этом, как правило, существенно увеличивается, даже при применении техники расщепления по времени. Это не является критическим при проведении целенаправленных разовых численных экспериментов, однако становится препятствием при разработке оперативных систем мониторинга и прогноза.

Метод вложенных сеток с неполной обратной связью (incomplete two-way nesting:1.5-way nesting). В этом случае задача также описывается соотношениями (3.7), (3.8) и (3.9), однако в (3.9) оператор P действует не на все компоненты вектора состояния локальной модели r. Т.е. не вся доступная информация, полученная в локальной модели, передается в глобальную модель. В качестве примера можно привести модель [377], в которой глобальная и региональная модели обмениваются информацией о температуре и солености, но данные о скоростях течений поступают только в одном направлении: от глобальной модели к региональной (рис.3.2в).

Условия на открытой границе. Для того, чтобы реализовать тот или иной, описанный выше, подход при построении модели в прибрежной области необходимо задать вид граничного оператора B в (3.4), (3.6) или (3.8).

Вопросы выбора вида этого оператора, т.е. постановки условий на открытой границе и построения алгоритмов их численной реализации рассматривались для уравнений и систем гиперболического типа и для уравнений параболического типа в работах [119,271,282,283,465], сопоставление различных граничных условий в приложениях к моделям циркуляции проводилось в работах [213,223,286,375, 414,415,460].

Здесь мы кратко опишем лишь несколько типов граничных условий, используемых в настоящей работе.

Релаксационные условия. Условия этого типа имеют целью максимально «притянуть» внутреннее решение φ к внешним данным ψ на границе Γ (или в её окрестности). Наиболее простой путь - положить

$$\varphi = \psi \quad \text{на } \Gamma, \tag{3.10}$$

т.е. использовать граничное условие Дирихле. Это так называемое «зажатое» (clamped) условие. Оператор B в этом случае соответствует тождественному оператору $B = E$, и обеспечивает непрерывность φ на границе Γ. Отметим, что случай $B = \partial/_{\partial n}$, т.е.

$$\partial\varphi/_{\partial n} = \partial\psi/_{\partial n} \text{ на } \Gamma, \tag{3.11}$$

соответствует непрерывности потока. И если φ представляет собой соответствующую составляющую скорости течений, то при равенстве нулю выражений в 3.11, это будет соответствовать свободному протеканию через границу.

Условие (3.10) часто применяется при использовании метода вложенных сеток без обратной связи. Недостатком таких условий является то, что степень «прозрачности», т.е. способности пропускать выходящие из области возмущения, границы Γ полностью определяется внешними условиями и не зависит от решения во внутренней области. В этом случае при недостаточном соответствии внешних данных внутренней динамике какая-то часть выходящих из внутренней области возмущений может отражаться от границы назад в область. Для того, чтобы уменьшить негативное влияние такого несоответствия иногда вводят в рассмотрение дополнительную область G_t - буферную зону, охватывающую рассматриваемую область. В этой буферной зоне внутреннее решение тем или иным образом релаксирует к заданному значению во внешней области. Один из наиболее простых способов, предложенных в [240], заключается в следующем. Решение внутренней модели ищется в области $G_R \cup G_t$, а затем на каждом временном шаге это решение в области G_t заменяется на

$$\tilde{\varphi} = (1 - \alpha) \cdot \varphi + \alpha \cdot \psi, \tag{3.12}$$

где α - некоторая релаксационная функция, возрастающая от 0 на Γ до 1 на достаточном удалении от Γ. Различные модификации метода релаксации применялись в целом ряде работ [381,400,414,428]. К недостаткам метода можно отнести необходимость увеличения времени счета, вызванного введением

дополнительной области, а также эмпирический характер релаксационной функции.

Радиационные условия. Одними из наиболее распространенных условий являются радиационные условия. Они основаны на условии Зоммерфельда [444]

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + c \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial n} = 0, \tag{3.13}$$

которое описывает перенос φ через Γ со скоростью c.

Орлански [411] предложил численную реализацию этого условия и адаптивную оценку фазовой скорости c. В последующих работах, например, [199,224,375,394,424] были рассмотрены альтернативные варианты определения $\boldsymbol{c}$ и способы включения в условие (3.12) релаксационных членов.

Условия Флэтера. Для баротропных потоков Флэтер [260] предложил условие, которые также можно отнести к радиационным. условиям. Это условие можно получить, комбинируя условие Зоммерфельда для возвышения свободной поверхности моря ξ, распространяющегося с фазовой скоростью поверхностных гравитационных волн:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \sqrt{gH} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial n} = 0 \tag{3.14}$$

с одномерным уравнением неразрывности:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + H \cdot \frac{\partial v_n}{\partial n} = 0 \tag{3.15}$$

где g - ускорение свободного падения, H - глубина моря, v_n - нормальная к границе компонента баротропной скорости. Вычитая (3.14) из (3.15) и интегрируя через границу Г, получим:

$$v_n - \sqrt{\frac{g}{H}} \cdot \xi = v_n^{ext} - \sqrt{\frac{g}{H}} \cdot \xi^{ext} \tag{3.16}$$

Как отмечено в работах [213,375,400,415], где проводился сравнительный анализ различных граничных условий, условие (3.16) зарекомендовало себя, как

одно из самых эффективных.

Далее в настоящем разделе при моделировании циркуляции и процессов переноса в прибрежных районах моря используются граничные условия типа 3-10, 3.11, 3-13 . А в следующем разделе 4 моделирование циркуляции в прибрежных акваториях проводится на основе технологии вложенных сеток, и дополнительно используются граничные условия типа 3-13 и 3-16.

3.2. Моделирование распресняющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на северо-западном шельфе Черного моря

Важность математического моделирования циркуляции, формирования и трансформации водных масс северо-западной части Черного моря определяется двумя аспектами. Во-первых, наблюдаемым в последнее время повышенным поступлением загрязняющих техногенных примесей (нефтепродуктов, хлорорганических пестицидов, тяжелых металлов и т.д.), обусловленным интенсификацией хозяйственной деятельности человека (строительство портовых сооружений, зарегулирование стока рек, курортное строительство и др.), что диктует необходимость более детального описания гидродинамики этого района для оценки и прогнозирования распространения загрязнений. Во-вторых, тем, что до сих пор не существует единого мнения о роли речного стока в формировании циркуляции и стратификации вод на шельфе и, в целом, в море.

Имеющиеся к настоящему времени расчеты даже по достаточно полным моделям Черного моря [92,166,452,462] не описывают в необходимой степени особенностей циркуляции вод на шельфе, прежде всего из-за недостаточного разрешения, которого требует этот район, весьма специфичный в гидрологическом отношении, несмотря на свободный, в принципе, водообмен с глубоководной частью моря. Специальные расчеты циркуляции вод северо-западной' части Черного моря очень немногочисленны и выполнены либо в рамках моделей ветровых течений в однородном море [15,175], либо в рамках бароклинной модели, но с использованием диагностического и адаптационного подходов [77].

Одной из главных особенностей гидродинамики вод в северо-западной части Черного моря является наличие значительного речного стока [72]. Годовой объем речного стока (272 км) составляет здесь около половины общего объема вод [4], поэтому значение пресной компоненты водного бюджета этой части моря чрезвычайно велико. Здесь в течение года наблюдается явно доминирующая роль солености в формировании трехмерной циркуляции вод и интенсификации горизонтальных и вертикальных неоднородностей в поле плотности [14].

В настоящем подразделе при исследовании влияния распресняющего эффекта речного стока на формирование стратификации и циркуляции вод в северо-западной части Черного моря применяется иная модель в *z*-координатах [69,70,334], отличная от рассматриваемой в 1 разделе. Она также основана на системе так называемых "примитивных" уравнений гидродинамики моря и ранее применялась для решения целого ряда задач по моделированию циркуляции как в океане, так и в различных морских прибрежных акваториях [5,63,66-68,130,132,193,322-325,393]. Основные её отличия от *z*-координатной модели, использованной в 1 разделе, состоят в формулировке исходной системы и численной реализации.

3.2.1. Уравнения модели

Для расчетов используется многоуровенная численная модель, основанная на системе так называемых "примитивных" уравнений гидродинамики моря. В традиционной форме эта система с учетом приближения Буссинеска и условия гидростатики в декартовой системе координат имеет вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{\partial u^2}{\partial x}+\frac{\partial uv}{\partial y}+\frac{\partial uw}{\partial z}-fv=-\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x}+K_M\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}+A_M\Delta u \qquad (3.17)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{\partial uv}{\partial x}+\frac{\partial v^2}{\partial y}+\frac{\partial vw}{\partial z}+fu=-\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y}+K_M\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}+A_M\Delta v, \qquad (3.18)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=0, \qquad (3.19)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g \tag{3.20}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial wT}{\partial z} = K_H \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A_H \Delta T, \tag{3.21}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} + \frac{\partial wS}{\partial z} = K_H \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + A_H \Delta S = 0, \tag{3.22}$$

$$\rho = F(T, S) \tag{3.23}$$

В уравнениях (3.17)-(3.23) обозначения такие же, как в разделе 1. Уравнение состояния (3.23) берется в нелинейной форме с учетом квадратичных членов:

$$\rho = a_0 - a_1 \cdot T - a_2 \cdot T^2 + a_3 \cdot S - a_4 \cdot T \cdot S,$$

где $a_0 = const, a_1 = 35 \cdot 10^{-7}, a_2 = 8{,}02 \cdot 10^{-4}, a_3 = 2 \cdot 10^{-6}, a_4 = 469 \cdot 10^{-8}$.

Расчетная область, граничные и начальные условия. Описанная модель адаптирована к району северо-западного шельфа Черного моря к северу от 44° с.ш. и к западу от 34° в.д. Максимальная глубина моря 2000 м, минимальная глубина в прибрежной зоне 7 м.

На поверхности моря задаются нулевые потоки тепла, соли и импульса, исходя из цели учета лишь чистого эффекта влияния речного стока. Кроме того, используется приближение «твердой крышки»: $w = 0$. Применимость приближения "твердой крышки" для моделирования циркуляции вод на северо-западном шельфе с учетом рек исследовалась в [5]. В рамках используемой модели, учитывающей изменение уровня моря со временем в интегральном уравнении неразрывности, было показано, что расход через южную границу устанавливается равным расходу рек всего через несколько часов, т.е. с достаточной точностью приближение "твердой крышки" выполняется.

На дне при $z = H(x,y)$ задаются нулевые потоки тепла и соли:

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} = K_H \frac{\partial S}{\partial z} = 0. \tag{3.24}$$

Поскольку северо-западная часть Черного моря почти целиком лежит на материковой отмели, то здесь большое влияние на циркуляцию должно оказывать придонное

трение. В представленной работе на дне задается условие непротекания с трением:

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z} = \lambda |\vec{u}| u \ , \quad K_M \frac{\partial v}{\partial z} = \lambda |\vec{u}| v, \ \ w = u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y}, \tag{3.25}$$

где $\lambda = 10^{-2}$.

На твердой боковой границе задаются условия прилипания и отсутствия потоков тепла и соли:

$$u = v = A_H \frac{\partial T}{\partial n} = A_H \frac{\partial S}{\partial n} = 0, \tag{3.26}$$

где $\vec{n}$ — единичный вектор нормали к контуру.

На открытой жидкой границе, примыкающей к основной акватории моря взяты условия свободного протекания для скорости

$$\frac{\partial u}{\partial n} = \frac{\partial v}{\partial n} = 0 \tag{3.27}$$

и заданы температура $T_м$ и соленость $S_м$ во внешней области моря, которые могут "вноситься" на шельф, если течения направлены внутрь расчетной области.

Коэффициент вертикального обмена количеством движения A взят зависящим от глубины моря $H(x,y)$:

$$K_M = \begin{cases} K_0 \cdot H / H_0 & если \ H \le H_0 \\ K_0 & если \quad H > H_0 \end{cases}, \tag{3.28}$$

где K_Q = 100 см^2/с, H_o = 50 м. Коэффициент горизонтальной вязкости равен $A_M = 10^5$ см^2/с, коэффициенты вертикальной и горизонтальной диффузии равны соответственно: K_H = 1 см^2 /с, A_H = 10^4 см /с.

Как правило, при проведении расчетов по моделям Черного моря с учетом стока рек динамическим эффектом расходов в местах впадения рек пренебрегают [166,452] и ставят условие прилипания вдоль всей границы берегового контура, а влияние речного стока учитывают косвенно заданием соответствующей солености S_p и температуры T_p в местах впадения рек. Однако, несмотря на то, что влияние динамического эффекта стока рек на интегральную циркуляцию может быть достаточно малым, его вклад в

циркуляцию в верхних слоях моря может оказаться весьма значительным. Поэтому в предлагаемой работе влияние речного стока учитывается в виде задания распределенных или точечных источников воды заданной температуры и солености, а именно:

$$v_n = v_R\,,\ v_t = 0\,,\ T = T_R\,,\ S = S_R \tag{3.29}$$

где v_n, v_t — проекции скорости течения на внутреннюю нормаль и касательную к контуру, v_R, T_R, S_R — соответственно скорость, температура и соленость втекающей речной воды. Отметим, что условие (3.29) учитывают прямой динамический эффект втекающих рек. Основу речного стока в северо-западную часть Черного моря составляет сток трех крупнейших рек — Дуная, Днепра и Днестра. И хотя Южный Буг с Ингулом привносят в море намного меньшее количество воды, их расход также учитывался при расчетах. Сток других рек и ручьев настолько ничтожен по сравнению с вышеперечисленными реками, что позволяет пренебречь им без опасения существенно исказить моделируемые процессы. Из пяти речных устьев только Дунай имеет развитую дельту, выходящую к морю. Поскольку длина морской части берега дельты Дуная довольно значительна, сток Дуная задавался в виде равномерно распределенного по десяти боксам источника. Воды остальных рек изливаются в соответствующие устьевые лиманы, а из них через проливы в море. Сток в Цареградском гирле — проливе, соединяющем Днестровский лиман с морем — задавался распределенным в одном боксе. Наконец, сток через Кинбурнский пролив, соединяющий с морем Днепровский лиман, а также примыкающий к нему Бугский лиман, в который впадают Южный Буг и Ингул, аппроксимировался в виде источника, равномерно распределенного по трем и одному боксам соответственно. По вертикали для всех рек сток распределялся по двум боксам, т.е. в четырехметровом слое. Были приняты следующие значения скоростей стока рек: Дунай — 10 см/с, Днестр — 7 см/с, Днепр — 15 см/с, Южный Буг и Ингул — 2 см/с, что соответствовало следующим значениям расходов: Дунай — 27750 м /с; Днестр — 1480 м^3/с; Днепр — 8325 м^3/с; Южный Буг и Ингул — 488,4 м^3/с. Завышенные значения расходов как бы имитировали весеннее половодье [178].

В начальный момент времени скорости течений принимались равными нулю, а

температура и соленость во всей области задавались равными 8°С и 18$^{o}/_{oo}$ соответственно, имитируя однородное состояние вод в конце зимы вследствие конвективного перемешивания. Температура воды рек и моря полагалась одинаковой (она оставалась вследствие принятых граничных условий неизменной и равной 8 °С), и тем самым влияние температуры на трехмерную структуру циркуляции не учитывалось. Соленость рек принималась равной нулю $S_R = 0$, а соленость S_M на внешней границе области равной 18$^{o}/_{oo}$. Шаг по времени $\Delta t =$ 1ч.

Отметим, что интегрируя уравнение неразрывности (3.19) с учетом условия «твердой крышки» и условия (2.9) для вертикальной скорости на дне можно получить интегральное уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial S_x}{\partial x} + \frac{\partial S_y}{\partial y} = 0 \tag{3.30}$$

где $S_x = \int_0^H u dz$, $S_y = \int_0^H v dz$ - полные потоки, а из проинтегрированных по вертикали уравнений движения (3.17)-(3.18) - вывести уравнение для интегральной функции тока ψ, связанной в силу (3.30) с полными потоками соотношениями:

$$S_x = -\frac{\partial \psi}{\partial y},\ S_y = \frac{\partial \psi}{\partial x} \tag{3.31}$$

Конечно-разностная аппроксимация. Рассматриваемая область покрывалась прямоугольной сеткой с шагом 5' (6,105 км) вдоль широты и 2,5' (4,615 км) вдоль долготы. Максимальное число уровней по вертикали 8, причем горизонтальные составляющие скорости течения, температура и соленость рассчитываются на горизонтах: 0,5; 1,5; 6,5; 13,5; 26,5; 43,5; 76,5 и 123,5 м. Между ними, посередине, определяется вертикальная скорость. Толщина нижних боксов равняется разности между реальной глубиной моря *H(x,y)* и глубиной залегания нижней границы предпоследнего бокса.

В отличие от модели, использованной в предыдущем разделе, в настоящей модели исходная система дифференциальных уравнений аппроксимировалась разностными аналогами на сетке *B* по классификации Аракавы (рис.3.3) [197], а по времени применялась двухслойная схема. Подробно конечно-разностная

аппроксимация описана в работах [5,130]. Здесь приведем лишь описание некоторых отличительных особенностей этой аппроксимации. Одной из основных таких особенностей является аппроксимация адвективных операторов.

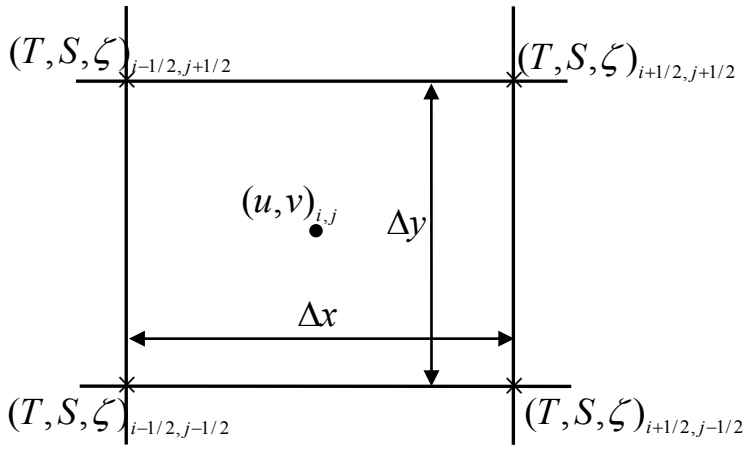


Рис 3.3 Размещение и индексация узлов на сетке *B*.

В модели, описанной в предыдущем разделе, для адвективных операторов используется консервативная схема центральных разностей второго порядка точности по пространству. Однако, при этом возникает вычислительная дисперсия в виде двухшаговых волн по пространству, особенно сильных при относительно грубом пространственном разрешении. Поэтому во многих случаях пред-почтительнее пользоваться консервативными схемами более низкого уровня. обладающими свойством транспортивности, которому не удовлетворяют схемы высокого уровня.

Транспортивность является одним из важных свойств численной схемы и отражает физическую закономерность, связанную с неравнозначностью пространственных направлений при адвективном переносе, которая обусловлена тем, что возмущения, наложенные на какую-либо функцию, переносятся за счет адвекции только в направлении скорости. При этом транспортивность обеспечивает монотонность разностной схемы, т.е. с течением времени не возникает новых экстремумов, значения существующих локальных минимумов не уменьшаются, а значения существующих локальных максимумов не увеличиваются. Именно немонотонность схем высокого уровня на грубой сетке приводит к образованию

ложных максимумов и минимумов в виде двухшаговых волн по пространству.

Свойством транспортивности обладают схемы первого порядка точности - схемы с разностями против потока, причем можно построить такие схемы, в которых выполняются законы сохранения для массы, тепла, соли и количества движения. Однако существенным недостатком таких схем является наличие схемной вязкости, сглаживающей решение [197], что необходимо учитывать при оценке возможностей их применения для изучения тех или иных явлений и при интерпретации результатов расчетов.

Для обеспечения выполнения свойства транспортивности и монотонности в схемах высокого порядка точности используют различные методы коррекции потоков. В работах [5,130] для рассматриваемой модели была разработана схема повышенного порядка точности с использованием метода дозированной схемной вязкости, являющегося одним из разновидностей метода коррекции потоков, суть которого состоит в использовании только при необходимости схемы направленных разностей при аппроксимации адвективных членов в уравнениях движения и переноса тепла и соли. Проиллюстрируем это на примере оператора горизонтальной адвекции тепла в зональном направлении:

$$\left\langle \frac{\partial uT}{\partial x} \right\rangle_{i+1/2,j+1/2,k} = \frac{u_{i+1,j+1/2,k}\tilde{T}_{i+1,j+1/2,k} - u_{i,j+1/2,k}\tilde{T}_{i,j+1/2,k}}{\Delta x},$$

где $u_{i+1,j+1/2,k} = (u_{i+1,j+1,k}+u_{i+1,j,k})/2$, $u_{i,j+1/2,k} = (u_{i,j+1,k}+u_{i,j,k})/2$. Значения температуры на гранях бокса в разных моделях определяются по-разному. Так, в известной схеме Брайана [222]:

$$\tilde{T}_{i,j+1/2,k} = (T_{i+1/2,j+1/2,k} + T_{i-1/2,+1/2,k/2,k})/2,$$

а в схеме направленных разностей:

$$\tilde{T}_{i,j+1/2,k} = \begin{cases} T_{i-1/2,j+1/2,k}, \text{ если } u_{i,j+1/2,k} > 0, \\ T_{i+1/2,j+1/2,k}, \text{ если } u_{i,j+1/2,k} < 0. \end{cases}$$

В [5,130] было предложено применять промежуточную схему, использующую схему направленных разностей, только там, где возможна генерация вычислительной дисперсии, а именно:

$$\widetilde{T}_{i,j+1/2,k} = \begin{cases} T_{i-1/2,i+1/2,k}\ , если\ \ u_{i,j+1/2,k} > 0 \quad и \quad T_{i-1/2,j+1/2,k} < T_{i+1/2,j+1/2,k} \\ T_{i+1/2,j+1/2,k}\ , если\ \ u_{i,j+1/2,k} < 0 \quad и \quad T_{i-1/2,j+1/2,k} < T_{i+1/2,j+1/2,k} \\ (T_{i+1/2,j+1/2,k} + T_{i-1/2,j+1/2,k})/2 \quad в \quad остальных \quad случаях. \end{cases}$$

Таким образом, схема направленных разностей применяется в том случае, когда вода течет из бокса с более холодной в бокс с более теплой водой, если же вода течет из более теплого бокса к более холодному, то используется схема центральных разностей. Аналогичным образом осуществляется аппроксимация остальных горизонтальных адвективных операторов. Вертикальные адвективные операторы расписываются по схеме направленных разностей.

Другая особенность предлагаемой модели — неявным образом учитываемые вертикальная диффузия, вязкость, линеаризованная вертикальная адвекция в уравнениях (12), (13), вследствие чего в разностном виде они имеют вид трехточечных уравнений, которые решаются методом прогонки.

3.2.2. Результаты численных экспериментов

Для оценки влияния стока рек на циркуляцию в период весеннего половодья наибольший интерес представляют первые 30 сут, поскольку в дальнейший период вклад других, неучтенных, факторов в трансформацию циркуляции вследствие одновременного уменьшения речного стока и увеличения весенне-летнего прогрева приобретает все большее значение.

Анализируя распределение солености (рис.3.4), можно заметить, что максимальное удаление границы распресненных вод на поверхности моря от устья Дуная за 30 сут составляет примерно 100 км. Оценивая характерное расстояние, на которое может продвинуться такая граница благодаря турбулентной диффузии за t =

30 сут: $L = \sqrt{A_H \cdot t} \approx 1.7$ км, приходим к выводу, что распреснение в верхних слоях происходит в основном за счет горизонтальной адвекции. Максимально распресненные воды расположены, естественно, у устьев рек. Изохалина 16 $^{o}/_{oo}$ на поверхности моря ограничивает примерно половину площади распресненных вод. В слоях глубже 20 м воды распреснились не более, чем до 16 $^{o}/_{oo}$.

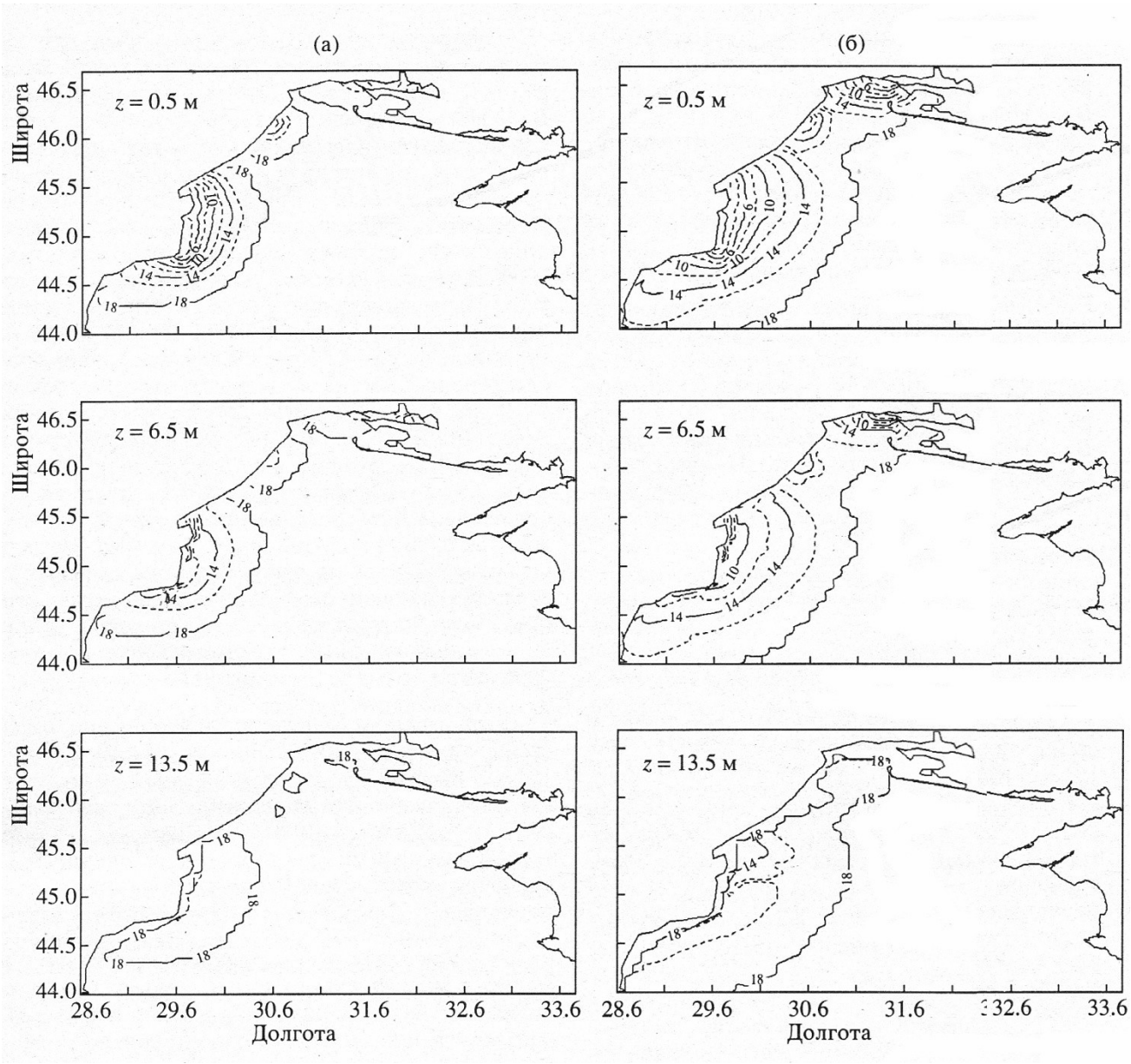


Рис. 3.4 Распределение солености ($^{o}/_{oo}$) на различных горизонтах в моменты времени t =10 сут (а) и t = 30 сут (б)

На вертикальном разрезе вдоль 45° с.ш. (рис.3.5) видно, что зона слабого распреснения, где 16 $^{o}/_{oo}$ < S < 18 $^{o}/_{oo}$ занимает до 60-70% площади распресненных вод. Граница распресненных вод, за которую удобно принять изохалину 17 $^{o}/_{oo}$, на зональном разрезе через устье самого интенсивного источника — Дуная в первые 10 суток носит ярко выраженный ступенчатый характер (верхний слой толщиной 20 м, нижний 15 м), причем в пределах каждого слоя фронт практически вертикален.

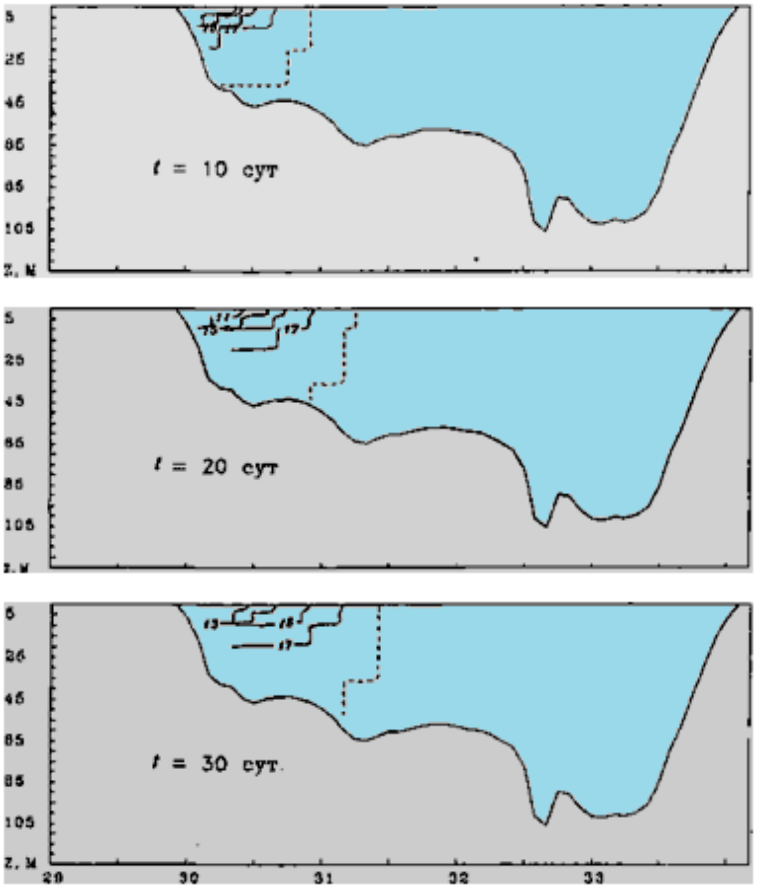


Рис. 3.5 Распределение солености в различные моменты времени на вертикальном разрезе вдоль 45° с.ш.

С течением времени толщины ступенек поочередно увеличиваются и к концу месяца (*t* = 30 суток) достигают 35 и 20 м соответственно. Фронт в каждом слое остается практически вертикальным, т.е. течения в верхнем слое, связанные с речным стоком, распресняют поверхностный слой, который отделяется от глубинных, более соленых, вод скачком. Следует отметить, что каждый из этих слоев состоит из нескольких расчетных боксов.

При принятых значениях коэффициента вертикальной диффузии характерная

толщина h слоя перемешивания оценивается как $h = \sqrt{K_H \cdot t} \approx 17$ м, т.е. сформированная структура поля солености поддерживается главным образом за счет вертикальной адвекции. На рис.3.6 приведены изолинии функции тока для бездивергентной части течения, т.е. решения уравнения

$$\Delta\psi_k = (\frac{\partial v_k}{\partial x} - \frac{\partial u_k}{\partial y})\Delta z_k$$

(к — номер горизонта) при граничных условиях, вытекающих из условий для скорости течения, а также изолинии интегральной функции тока *Ψ*.

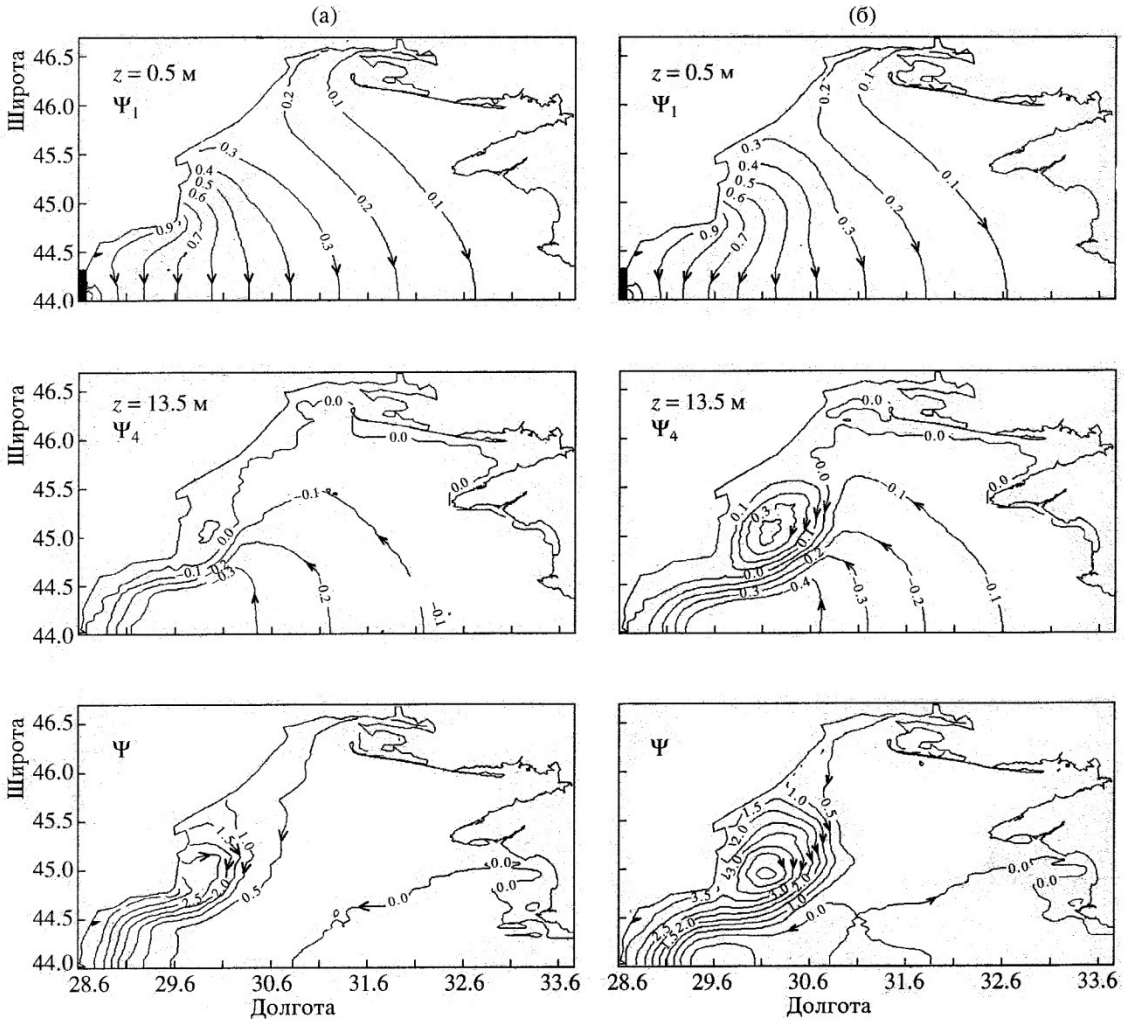


Рис 3.6 Функция тока для различных слоев $\psi_к$ и интегральная функция тока ψ (Св·10^{-2}) в моменты времени t = 10 сут (а) и t = 30 сут *(б)*

Можно отметить, что в двух верхних слоях, в которые непосредственно втекают реки, преобладает южное направление течений на протяжении всего времени расчета. Начиная с третьего слоя, циркуляция имеет вид круговорота преимущественно циклонического

характера. Соленая морская вода через открытую южную границу поступает почти на всем ее протяжении и вытекает узкой струей у западного берега. Как было показано в баротропной модели [5] наличие этой циклонической циркуляции обусловлено рельефом дна. С глубиной интенсивность циркуляции затухает. Примерно через 10 суток в районе устья Дуная в подповерхностных слоях начинает формироваться антициклонический вихрь, который, интенсифицируясь, как бы отжимает северную границу циклонического потока к открытой части моря, что проявляется и в распределении интегральной циркуляции. На 15-е сутки этот антициклонический вихрь отчетливо проявляется в поле интегральной функции тока. Характерный размер этого вихря на момент времени t =30 суток составляет 70 км. В верхних слоях, в которые втекают реки, антициклоническая завихренность в районе устья Дуная тоже интенсифицируется.

При проведении расчетов циркуляции в Черном море по вихреразрешающей модели [166] также получено образование антициклонического вихря в этом районе, причем в численных экспериментах без учета речного стока вихреобразования не происходило. В цитируемой работе образование антициклонического вихря связывается с реализацией одного из условий бароклинной неустойчивости, обусловленной распреснением на свале глубин северо-западной части Черного моря. Данные наблюдений [178] подтверждают существование антициклонического вихря в западной части северо-западного шельфа Черного моря. Подобного рода вихри хорошо видны на спутниковых фотографиях, пример представлен на рис. 3.7, где приведен снимок, полученной как раз во время весеннего половодья и любезно предоставленной нам С. В. Станичным.

Анализируя структуру вертикальной циркуляции можно отметить следующую особенность (рис. 3.8). Зона распреснения четко делится на две области. У внешней границы наблюдается опускание вод, ближе к устью — подъем, таким образом, вся зона распреснения занята одной вертикальной ячейкой циркуляции. Минимальные значения вертикальной скорости на моменты времени $t = 5$ сут и $t = 30$ сут на глубине 10 м составляют соответственно W_{min} =-3,4-10^{-3} см/с , W_{min} = - 5,6 · 10^{-3}

см/с; максимальные — W_{max}= 0,30-10^{-3} см/с, W_{max} = 0.49·10-^{3} см/с.

Влияние распресняющего эффекта речного стока можно проследить, рассмотрев распределение поля разности (рис.3.9) между функциями тока, полученными в расчете с бароклинной моделью, и функциями тока, рассчитанными по баротропной модели. (Напомним, что баротропная циркуляция устанавливается за 5 сут [5]). Различие между ними проявляется, во-первых, в интенсификации компенсационного потока соленых морских вод через южную открытую границу бассейна, а во-вторых, в появлении антициклонического вихря в приустьевой области Дуная.

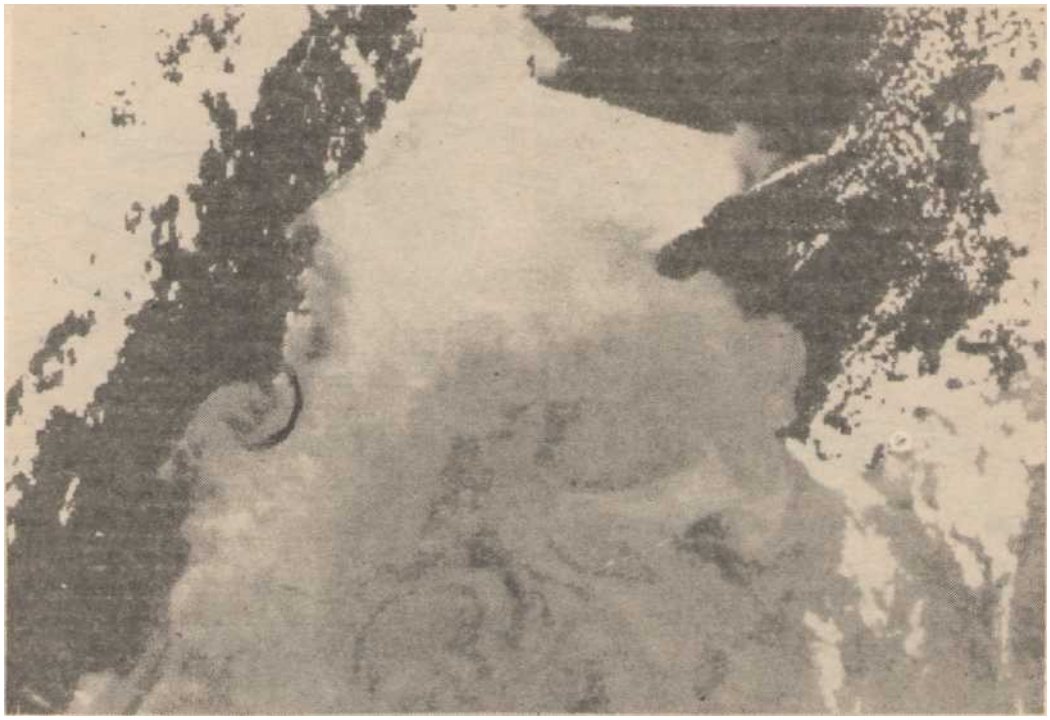


Рис. 3.7 Антициклоническое вихревое образование близ устья Дуная на фрагменте снимка акватории "Черного моря, полученного с помощью прибора AVHRR HRPT со спутника N0AA-11 19 апреля 1993 г

Аналогичный расчет, но без учета рельефа дна, т.е. при *H = const*, дал в результате наличие и антициклонического вихря в той же области и потока соленых морских вод через открытую границу. Следовательно, влияние рельефа дна на циркуляцию в рассматриваемом регионе обусловливает лишь возникновение компенсационного потока соленой воды через южную открытую границу рассматриваемой акватории, тогда как стратификация вод приводит к появлению обоих

отмеченных элементов циркуляции — и антициклонического вихря и компенсационного потока.

Дальнейший расчет был проделан от полученного состояния на срок 15 суток, но при этом расход рек полагался равным нулю. В этой части численного эксперимента моделировалась ситуация, когда речной сток резко уменьшается, например, из-за нормального годового хода либо за счет зарегулирования рек.

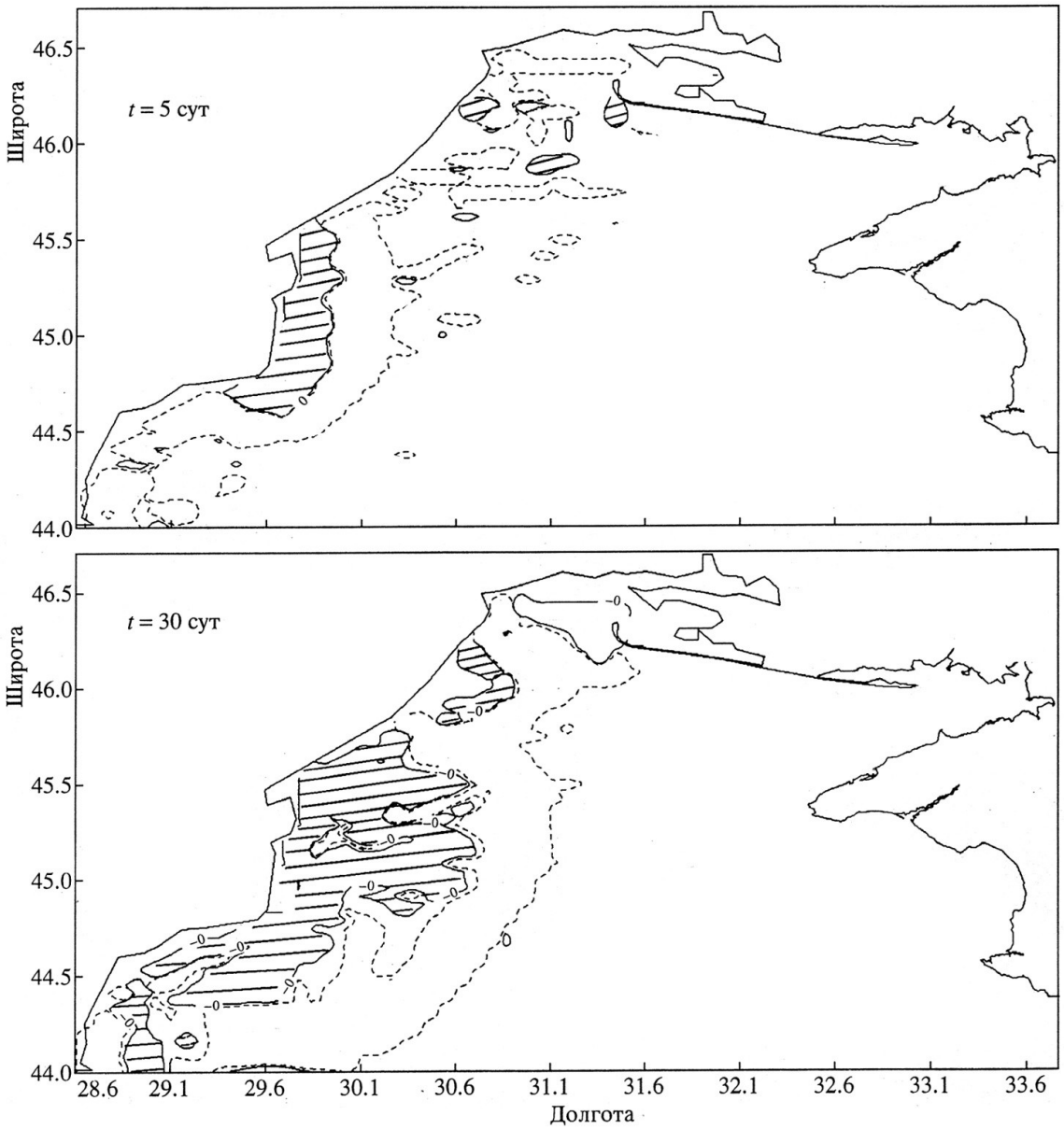


Рис.3.8 Распределение вертикальной скорости в различные моменты времени на горизонте z =10 м. Заштрихованная область соответствует подъему вод *(w* < 0), незаштрихованная— опусканию (w > 0)

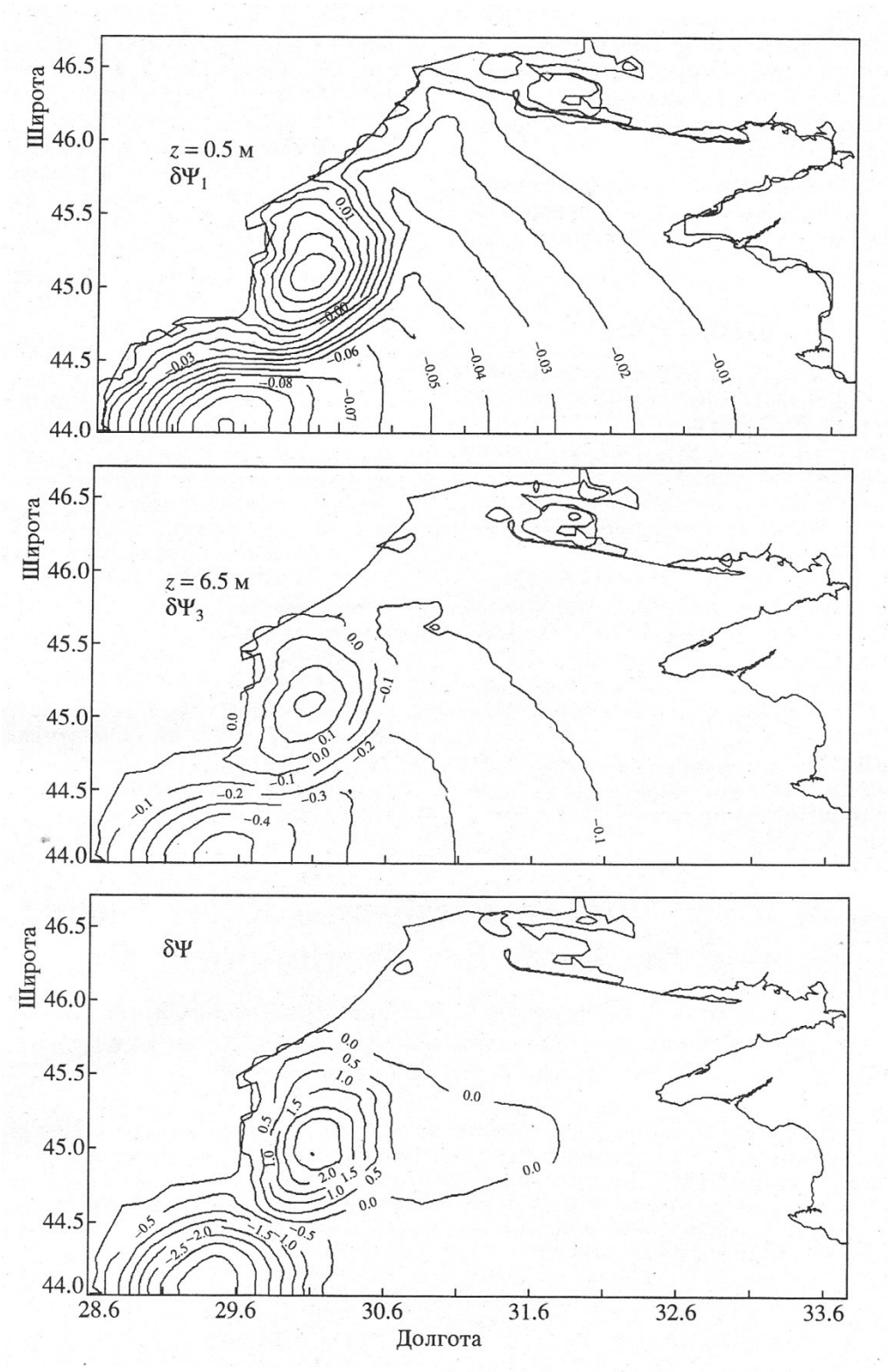


Рис 3.9 Разность между функциями тока, рассчитанными в бароклинной и баротропной моделях в момент времени t= 20 сут

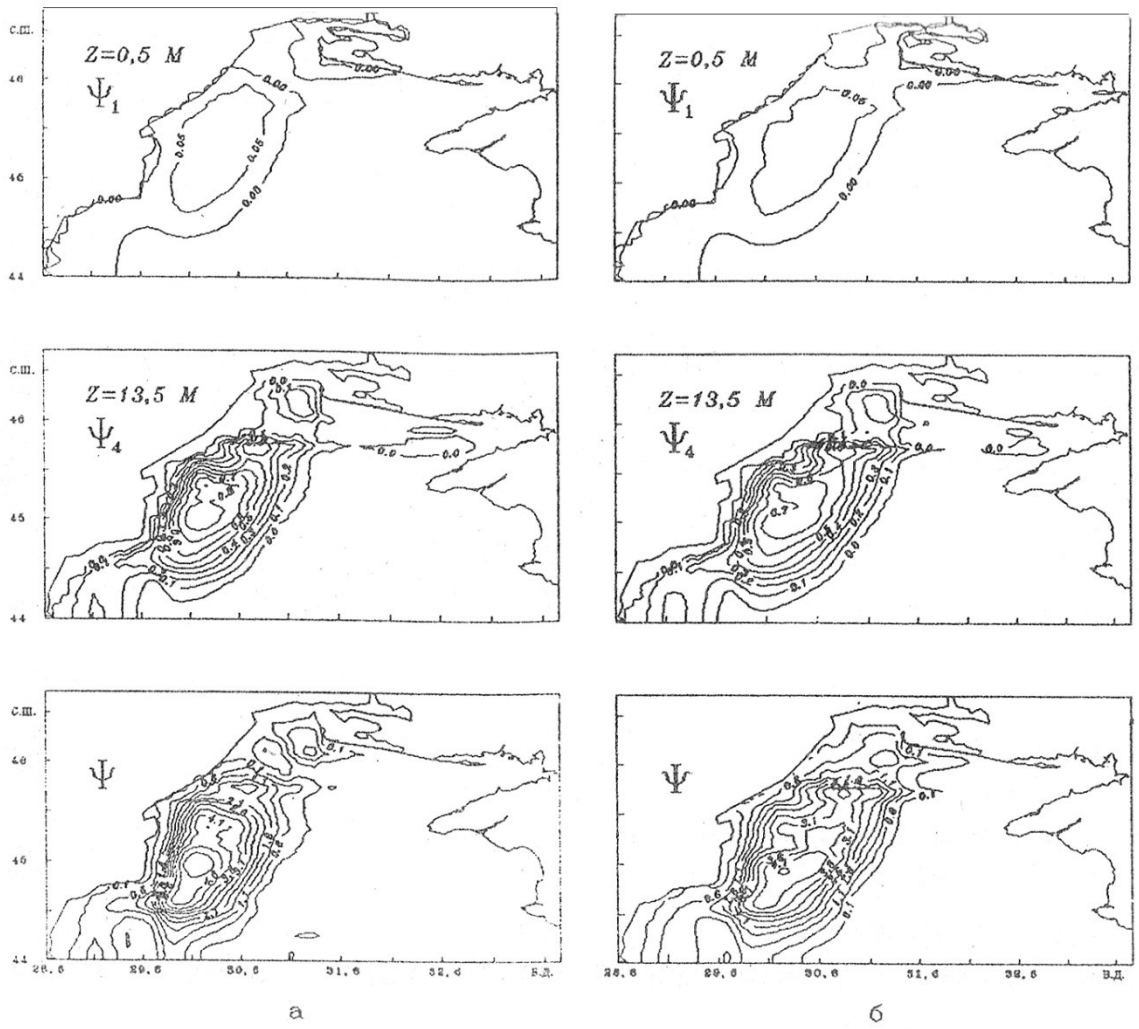


Рис.3.10 Функция тока для различных слоев $\psi_к$ и интегральная функция тока ψ (Св·10^{-2}) после прекращения действия речного стока в моменты времени t = 35 сут (а) и t = *45* сут *(б)*

На рис. 3.10 приведена функция тока в различные моменты времени после прекращения действия речного стока, а на рис. 3.11 показано распределение поля разности между функцией тока, полученной на момент времени t = 45 суток, т.е. последний момент времени в расчете при нулевом речном стоке, и функцией тока, рассчитанной на момент времени t = 30 сут, т.е. последний момент времени в расчете при ненулевом стоке рек. Можно отметить следующие особенности в циркуляции вод, появившиеся после прекращения действия речного стока. В самых верхних слоях на всей акватории почти полностью исчез поток относительно пресных вод, направленный на юг в открытую часть моря. При этом интенсивность

антициклонического вихря увеличивается, с течением времени он как бы отодвигается от устья Дуная, смещается, растягиваясь в северо-восточном направлении. В то же время циклонический компенсационный поток через южную открытую границу бассейна практически исчезает. Заметим, что в распределении интегральной функции тока на момент времени t = 30 сут (рис. 3.10*,а)* в юго-западной части акватории наблюдался поток циклонической завихренности в открытую часть моря, а на момент $t = 45$ сут (рис. 3.10б) этот поток также

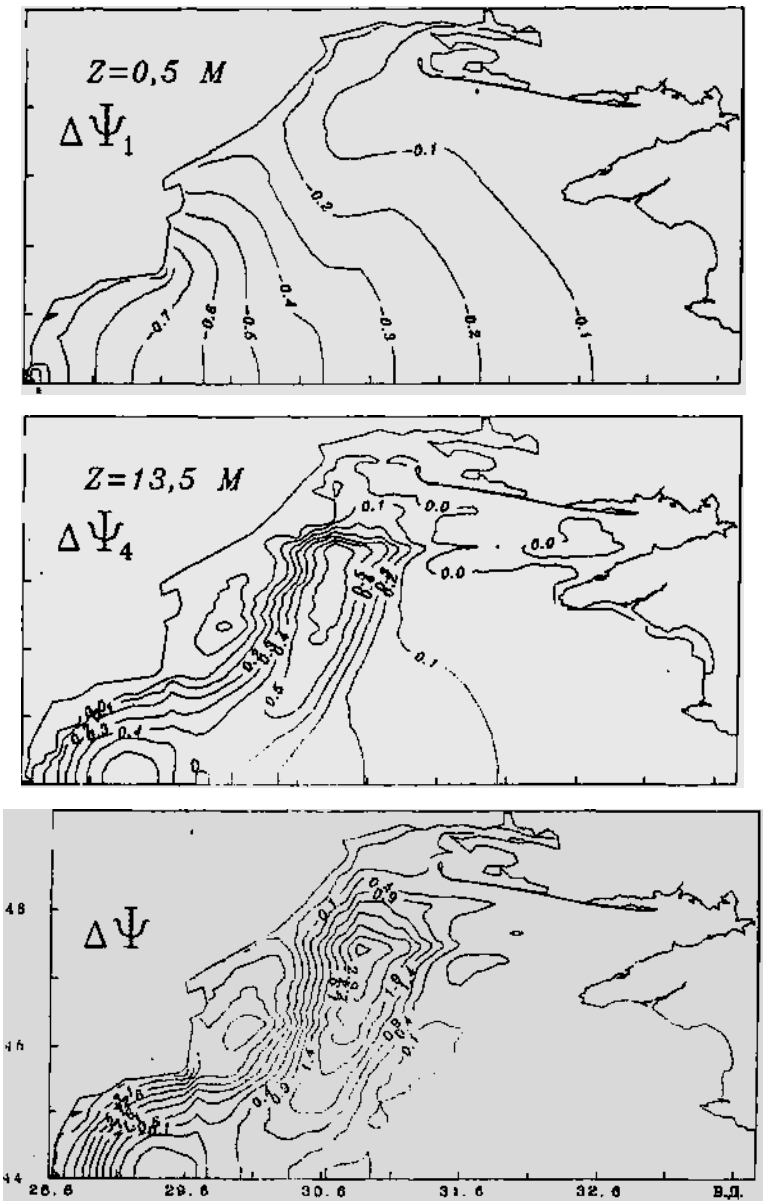


Рис 3.11 Распределение разности между функциями тока, рассчитанными на моменты времени t =45сут и t = 30 сут

значительно ослабел. Т.е. в целом циркуляция водных масс на северо-западном шельфе Черного моря после прекращения речного стока становится практически изолированной от открытой части моря.

На рис. 3.12 приведено распределение изохалины 18 $^{o}/_{oo}$ в различные моменты времени после прекращения действия стока рек. Видно, что зона распреснения продолжает расширяться, но продвижение ее границы резко замедлилось. Кроме того, расширение это происходит неравномерно по пространству. Наибольшее смещение изохалины 18 $^{o}/_{oo}$ имеет место северо-восточнее периферии антициклонического круговорота примерно вдоль линии 46˚ с.ш. В юго-западной области этого круговорота, примерно на 44,5° с.ш., смещения практически не происходит. Это также свидетельствует в пользу того, что основным механизмом распреснения на северо-западном шельфе Черного моря является адвекция.

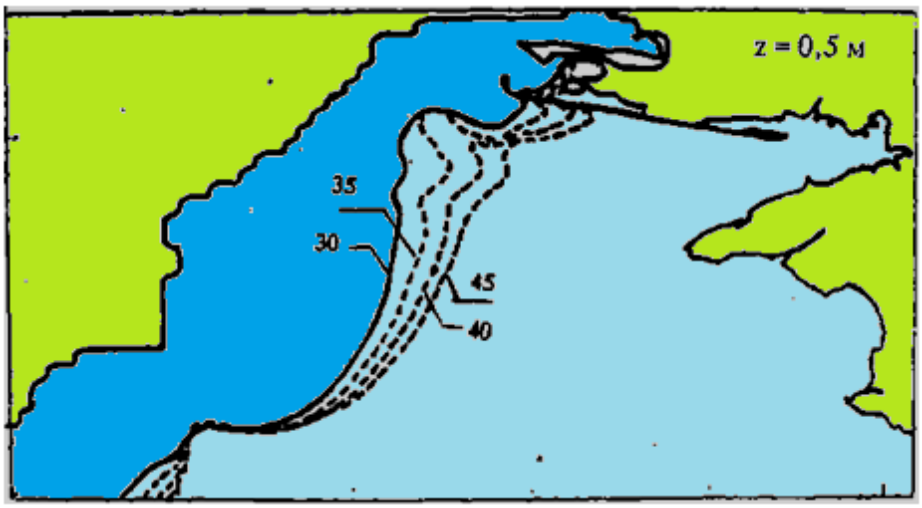


Рис 3.12 Положение изолинии солености 18‰ в различные моменты времени (в сутках) после прекращения действия речного стока.

Резюме. Таким образом, процесс распространения распресненных вод можно представить себе следующим образом. Пресная вода из устья реки втекает в море по поверхности, успевая, благодаря наличию сильной нелинейности, продвинуться по инерции на значительное расстояние прежде, чем отклониться вправо под действием силы Кориолиса. Возбуждаемая при этом вертикальная циркуляция

приводит к опусканию пресной воды у внешней границы зоны распреснения и подъему относительно соленой воды в приустьевой зоне, способствуя более интенсивному их перемешиванию. Трансформация стратификации вследствие распреснения приводит к появлению около устья Дуная, где этот эффект наиболее сильный, антициклонического круговорота. При этом поток соленых морских вод через южную открытую границу бассейна, обусловленный особенностями рельефа дна, усиливается.

После прекращения стока рек поток соленых морских вод через южную границу практически исчезает, антициклонический вихрь у устья Дуная, интенсифицируясь, растягивается в северо-восточном направлении, и процесс распреснения продолжается практически лишь вдоль северо-восточной периферии этого вихря.

Отмеченные эффекты представляются важными при выявлении механизмов, влияющих на условия аэрации глубинных слоев воды на шельфе и на формирование циркуляции в северо-западной части Черного моря.

3.3. Расчет распространения техногенного загрязнения у Южного берега Крыма в результате аварии в Ласпинской бухте

3.3.1. Кораблекрушение у Южного берега Крыма

До недавнего времени загрязнение акватории у Южного берега Крыма происходило в основном за счет сброса хозяйственно-бытовых и промышленных сточных вод из расположенных там многочисленных курортных городов и поселков и водообмена с открытой частью Черного моря. Экономическое развитие Украины обусловило интенсификацию эксплуатации её морских транспортных коридоров, часть из которых проходит вблизи берегов Крыма. Это привело не только к увеличению доли поступления загрязняющих веществ в прибрежные акватории от деятельности флота в общем объеме регулярно поступающих загрязняющих веществ, но и к увеличению вероятности здесь морских аварий, ведущих к

дополнительному, катастрофическому, выбросу загрязняющих веществ. Печатные органы информации [10] сообщают, что только в 1999 г. в севастопольском регионе произошло 3 серьезные морские аварии. Одной из этих аварий было кораблекрушение теплохода «Кристина», произошедшее в ночь 4 сентября 1999 г. в бухте Ласпи [90]. В результате аварии терпящее бедствие судно раскололось пополам и затонуло в непосредственной близости от берега на глубине около 8 м. На борту судна находилось 56 т горюче-смазочных материалов. Часть горючего сразу разлилось на поверхности бухты, так что тонкая пленка нефтепродуктов затянула даже бассейн Ласпинского океанариума. Акватории пляжей расположенных поблизости пансионатов «Ласпи» и «Изумруд» также оказались покрыты нефтяной пленкой, песок пропитался мазутом, - все это на фоне резкого специфического запаха. Возникла угроза экологической катастрофы. Взятые пробы показали, что икра хамсы в бухте погибла полностью. На берегу бухты можно было видеть погибших уток-нырков, по оценкам биологов [105] сохранилось лишь 50% живых организмов.

Произошедшее событие, естественно, служит дополнительным толчком к принятию мер по интенсификации создания и введения в действие систем контроля морской среды, управления и поддержки принятия решений, направленных на выработку различного рода рекомендаций по управлению и использованию ресурсов моря, рекреации морской среды, минимизации ущерба антропогенной нагрузки. Такие системы контроля и управления должны предусматривать не только количественные наблюдения (число особей, концентрация тех или иных химических элементов, температура и т. д.), но характер и механизмы взаимодействия различных процессов. Интегрированные в такие системы математические модели, описывающие механизмы взаимодействия между элементами морской среды, позволяют выявить основные тенденции и спрогнозировать поведение среды при различных стратегиях антропогенного воздействия. А сценарные расчеты по таким моделям позволяют более обоснованно определиться в выборе мероприятий по контролю и снижению загрязнений и ликвидации последствий тех или иных

катастрофических аварий, выбросов и т. д., а также избежать неоправданно крупных финансовых затрат при осуществлении этих мероприятий.

В настоящем подразделе ставится задача определения возможных путей и степени распространения техногенного загрязнения в Ласпинской бухте в первые несколько суток после аварии при различных ветровых условиях. Целью является оценка, прежде всего, поверхностного распространения загрязнения, как наиболее неблагоприятного для курортных прибрежных районов рассматриваемого региона. Для решения поставленной задачи проводятся сценарные расчеты переноса течениями нефтепродуктов под воздействием ветров различного направления [48].

3.3.2. Описание модели, параметров расчета и численных экспериментов

Для расчета циркуляции в рассматриваемом районе, примыкающем к Южному берегу Крыма, используется σ-координатная модель, описанная в разделе 2, а процесс переноса загрязняющей примеси описывается уравнением, аналогичным уравнению (1.11) подраздела 1.4, записанному в σ-координатах:

$$\frac{\partial CD}{\partial t}+\frac{\partial CuD}{\partial x}+\frac{\partial CvD}{\partial y}+\frac{\partial C\omega}{\partial \sigma}=F_T+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_H}{D}\frac{\partial C}{\partial \sigma}\right)+\mu C \qquad (3.32)$$

где C - концентрация загрязняющих веществ; $F_T \equiv \frac{\partial}{\partial x}(A_H D\frac{\partial C}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(A_H D\frac{\partial C}{\partial y})$ - член, описывающий горизонтальную турбулентную диффузию; A_H - коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии; μ - коэффициент неконсервативности, учитывающий изменение концентрации примеси вследствие химических и биологических превращений и в общем случае являющийся функцией координат и времени; остальные обозначения такие же, как в разделе 2. Поскольку не ставится задача детального описания динамики нефтяного пятна, то в первом приближении можно не учитывать его трансформацию, обусловленную такими процессами, как испарение, фракционирование, декомпозиция, эффектами поверхностного натяжения, другими химическими и биологическими процессами. Исходя из этого,

при решении уравнения (3.32) коэффициент μ полагался равным нулю. Существующие оценки показывают, что через сутки после разлива около 79% вылившейся в море нефти остается в виде поверхностной пленки [422], так что для поставленной цели расчета переноса течениями поверхностного загрязнения уравнение (3.32) при принятых упрощениях будет достаточно хорошим приближением.

Для проведения расчетов примыкающая к Крымскому полуострову область Черного моря от 44°15' до 44°45' с. ш. и от 33°15' до 34°00' в. д. (рис. 3.13) была разбита на боксы, размеры которых по горизонтали составляют 1 км вдоль широты и 2 км вдоль долготы. По вертикали использовалось 10 уровней, причем эти уровни сгущаются экспоненциально по направлению от средних слоев к поверхности и ко дну моря для лучшего разрешения поверхностного и придонного пограничных слоев. Минимальная глубина моря составляла 1 м, максимальная 1500 м.

Расчет скоростей течений проводился диагностическим методом, т. е. при заданном поле плотности. В начальный момент времени задавались среднеклиматические, для сентября месяца, поля температуры и солености, которые оставались фиксированными. Коэффициенты боковой турбулентной вязкости A_M и диффузии A_H вычислялись по формуле Смагоринского [439] (2.18, 2.19) с константами $C_M = C_H = 0.2$.

На твердой боковой границе для скоростей потока используется условие непротекания и свободного скольжения, на жидкой – радиационное условие Зоммерфельда для нормальных составляющих скоростей баротропной и бароклинной мод. На поверхности и на дне моря задается отсутствие потоков примеси $\frac{\partial C}{\partial \sigma} = 0$. На твердой боковой границе задается нулевой нормальный поток примеси, также как и на жидкой боковой границе в местах, где вода вытекает из области. В местах, где вода втекает в область, задается значение концентрации примеси C_{IN}, которая имеется в поступающей жидкости, в нашем случае $C_{IN} = 0$

Сценарные расчеты проводились для ветров различного направления, однако, во всех вариантах ветер принимался равномерным по пространству и времени со

значением напряжения трения равным 1 дин/см^2 , что соответствует скоростям ветра, примерно, 6-9 м/сек.

Для баротропной моды шаг по времени составлял 6 сек, для бароклинной – 1 мин.

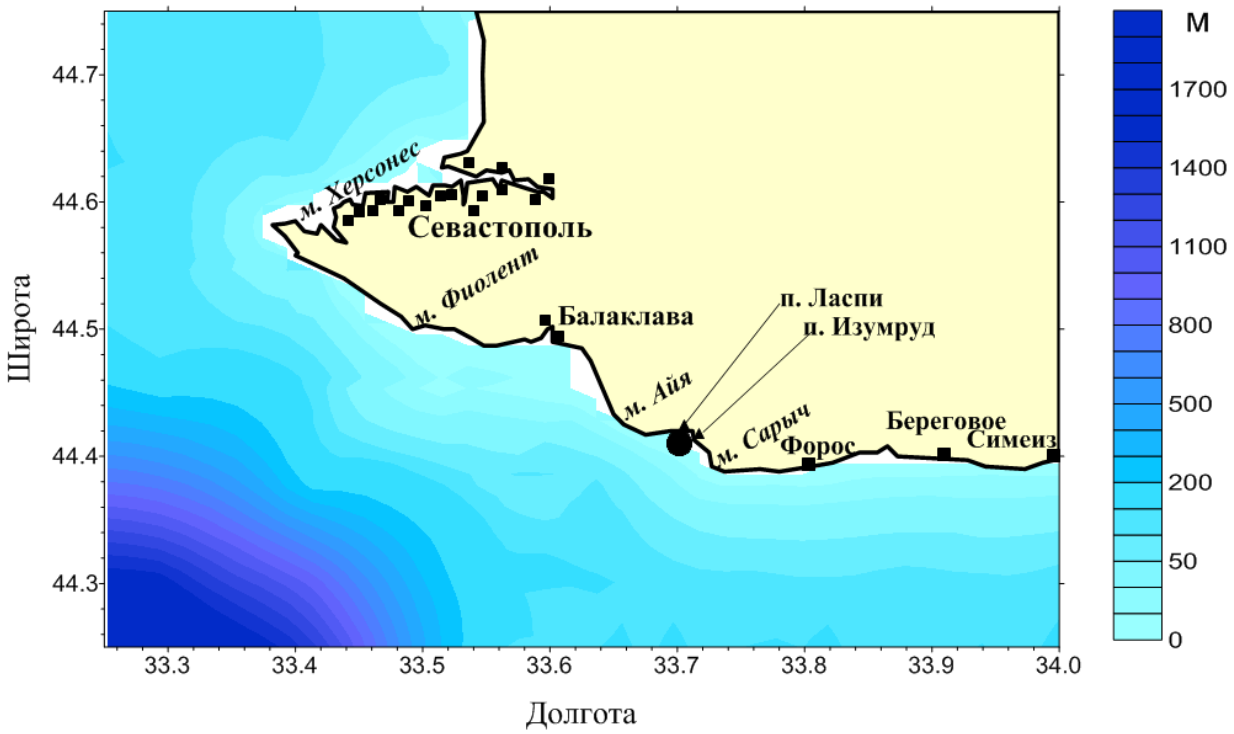


Рис. 3.13 Рельеф дна (м) и начальное положение пятна загрязнения (♦).

Численные эксперименты проводились следующим образом. В начальный момент времени уровень свободной поверхности и скорость течений полагались равными нулю. При заданном ветровом воздействии сначала в течение суток модельного времени рассчитывалась только циркуляция, уравнение (3.32) не решалось. Как показали проведенные расчеты, поле скорости за этот период устанавливается, контроль осуществлялся по величине средней по объему кинетической энергии и среднему по площади уровню свободной поверхности. Затем проводился собственно расчет динамики пятна загрязнения: в месте аварии (рис.3.13) на поверхности двух боксов задавалась начальная концентрация $C_0 = 1$ и в остальной части акватории $C_0 = 0$ и вместе с уравнениями модели считалось уравнение (3.32) на срок в 3 суток.

При конечно-разностной аппроксимации уравнения (3.32) использовалась

схема первого порядка точности с направленными против потока разностями. Для уменьшения схемной вязкости применялась итеративная схема Смоларкевича [441,442] со специально определяемой «антидиффузионной» скоростью. Суть метода можно проиллюстрировать на простом примере. Рассмотрим одномерное уравнение, описывающее процесс переноса адвекцией без диффузии некоей скалярной функции *C*:

$$\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(uC)=0, \tag{3.33}$$

где *C=C(x,t), u=u(x,t)*- скорость адвекции.

Конечно-разностную аппроксимацию уравнения (4.18), согласно схеме направленных разностей против потока на сдвинутых сетках, можно записать так:

$$C_i^{n+1}=C_i^n-\left[F(C_i^n,C_{i+1}^n,u_{i+1/2}^n)-F(C_{i-1}^n,C_i^n,u_{i-1/2}^n)\right], \tag{3.34}$$

где поток *F* определяется в тех же узлах, что и скорость *u* следующим образом:

$$F(C_i,C_{i+1},u)=\left[(u+|u|)\cdot C_i+(u-|u|)\cdot C_{i+1}\right]\cdot\frac{\Delta t}{2\Delta x}\quad, \tag{3.35}$$

здесь C_i^n - величина *C* в узле *i* сетки для *n*-ого шага по времени; $\Delta x,\Delta t$ - шаги по пространству и по времени соответственно. Схема (3.34) является схемой первого порядка точности по времени и по пространству и обладает свойством «численной диффузии» (или «численной вязкости»), которую можно в случае $u=const$ оценить, разлагая C_i^n в окрестности точки *(i,n)* в ряд Тейлора второго порядка [442]:

$$\left.\frac{\partial C}{\partial t}\right|_i^n=-\left.\frac{\partial}{\partial x}(uC)\right|_i^n+\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{1}{2}(|u|\Delta x-\Delta t\cdot u^2)\frac{\partial C}{\partial x}\right]_i^n \tag{3.36}$$

Из (3.36) видно, что схема (3.34) аппроксимирует уравнение

$$\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(uC)=\frac{\partial}{\partial x}\left(A_c\frac{\partial C}{\partial x}\right), \tag{3.37}$$

где коэффициент «численной диффузии» равен

$$A_c = \frac{1}{2}(|u|\Delta x - \Delta t \cdot u^2) \tag{3.38}$$

В [442] было предложено уменьшить влияние диффузионного члена в (3.37), разбив решение уравнения (3.33) на два этапа. На первом этапе ищется решение уравнения (3.33):

$$C_i^* = C_i^n - \left[F(C_i^n, C_{i+1}^n, u_{i+1/2}^n) - F(C_{i-1}^n, C_i^n, u_{i-1/2}^n)\right] \quad , \tag{3.39}$$

а на втором этапе это решение корректируется с помощью «антидиффузионной» скорости u^*:

$$C_i^{n+1} = C_i^* - \left[F(C_i^*, C_{i+1}^*, u_{i+1/2}^*) - F(C_{i-1}^*, C_i^*, u_{i-1/2}^*)\right], \tag{3.40}$$

где

$$u_{i+1/2}^* = \frac{(|u_{i+1/2}|\Delta x - \Delta t \cdot u_{i+1/2}^2)(C_{i+1}^* - C_i^*)}{(C_{i+1}^* + C_i^* + \varepsilon)\Delta x} \tag{3.41}$$

Малый параметр ε вводится, чтобы обеспечить равенство нулю «антидиффузионной» скорости u^* при $C_{i+1}^* = C_i^* = 0$.

На втором, корректирующем, шаге схема снова содержит «численную диффузию», которая в свою очередь может быть уменьшена применением следующего аналогичного итеративного шага коррекции. В работе [441] метод обобщен на многомерный случай.

Как показали численные эксперименты, решение уравнения (3.32) после второй итерации изменялось на пренебрежимо малую величину, поэтому в дальнейшем нами проводилось 2 итерации.

3.3.3. Результаты расчетов

Поскольку решается трехмерная задача, то в каждый момент времени мы имеем пространственную картину распределения концентрации загрязняющей примеси. Однако, исходя из целей поставленной задачи, в настоящей работе анализируются только поле скорости поверхностных течений и поверхностное распределение нефтяного загрязнения. На рис. 3.14-3.17 приведены результаты расчетов поверхностной циркуляции моря при различных ветрах и конфигурация на

поверхности моря нефтяного пятна на конец каждого расчетного дня. Так как нас интересуют, прежде всего, границы распространения загрязнения и рассчитывается относительная концентрация, то на рисунках не приводятся значения изолиний, минимальная значение окаймляющей пятно изолинии равно 0.05% от начальной концентрации. Отметим лишь, что во всех вариантах, включая случай полного штиля, максимальное значение концентрации примеси на поверхности C_m через сутки расчетного времени уменьшалось, примерно, на порядок. К концу вторых суток значения C_m уменьшились еще на порядок при юго-восточном, юго-западном и северо-западном ветрах и, наконец, по истечении трех суток после разлива при северо-западном ветре величина C_m уменьшилась еще на порядок.

На рис.3.14а приведено векторное поле поверхностных скоростей течений при действии северо-западного ветра. Видно, что течения, обогнув мыс Херсонес, следуют на юго-восток вдоль побережья, все больше отклоняясь к югу при удалении от берега. Между мысом Айя и мысом Сарыч поток разворачивается и следует на юго-запад. По величине скорость достигает 40 см/сек.

Следует отметить, что, несмотря на то, что в юго-западной части рассматриваемой акватории имеет место резкий свал глубин, основное Черноморское течение здесь не проявляется, во-первых, потому, что северная его граница практически располагается южнее, а во-вторых, в это время года оно еще больше смещается к югу и существенно ослабевает [15,408].

Соответствующим образом распространяется и нефтяное пятно. Через сутки после разлива (рис. 3.14б) загрязнение достигает пляжей Фороса и, частично, Берегового. Однако, основное его ядро смещается к югу. К концу вторых суток (рис.3.14в) пятно практически отрывается от берега, перемещаясь все дальше на юг и юго-запад (рис.3.14г).

При юго-западном ветре (рис. 3.15) поверхностный поток более прижат к берегу и не наблюдается антициклонической завихренности течений в центральной и южной частях акватории, как в предыдущем варианте. Нефтяное пятно в этом случае через сутки после разлива полностью перекрывает побережье поселка Берегового, почти достигая Симеиза (рис. 3.15б), причем область максимальных

концентраций загрязнения в отличие от предыдущего стремится к береговой черте.

Еще через сутки (рис. 3.15в) пятно накрыло побережье Симеиза и распространилось дальше вдоль Южного берега Крыма. К концу третьих суток (рис. 3.15г) значительная часть загрязнения, продолжая переноситься на восток, просочилась через восточную и южную границу акватории.

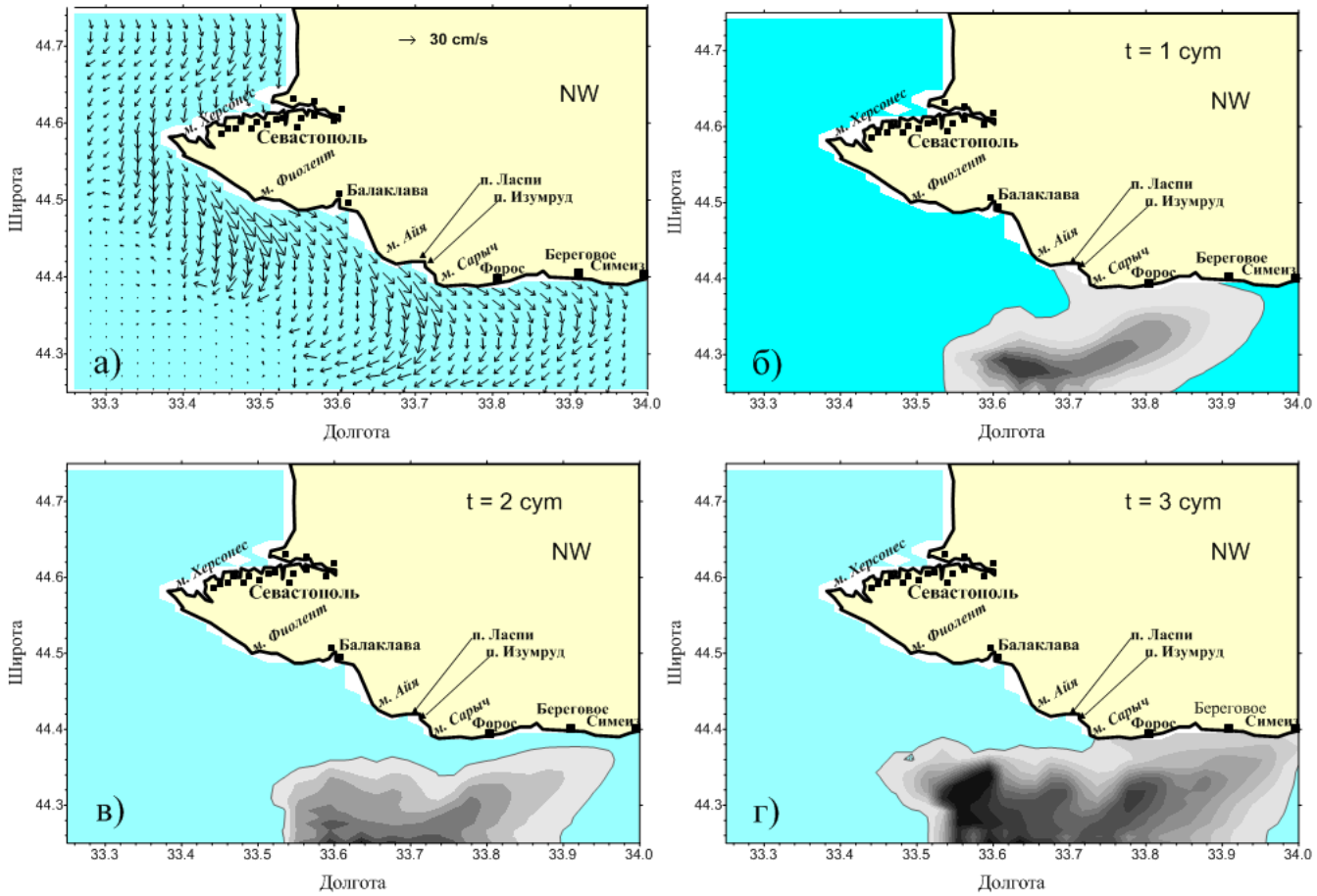


Рис. 3.14 Поле поверхностных течений (а) при северо-западном ветре и положение нефтяного пятна через одни (б), двое (в) и трое (г) суток после разлива.

При воздействии ветров восточных румбов под угрозой загрязнения, естественно, оказывается побережье к западу от мыса Айя. Поверхностные течения при северо-восточном ветре (рис. 3.16а) практически на всей акватории направлены на северо-запад, и лишь в районе Севастополя поверхностные воды текут вдоль берега на юго-запад. Уже через сутки после разлива пятно загрязнения распространяется далеко за мыс Фиолент вплоть до долготы мыса Херсонес (рис. 3.16б). Максимальные значения концентрации поверхностного загрязнения

располагаются в районе Балаклавской бухты. Через двое суток (рис. 3.16в) нефтяное пятно, достигнув собственно мыса Херсонес, пересекает западную границу акватории. Далее оно продолжает распространяться, в основном, на запад в открытое море, перекрыв полностью к концу третьих суток (рис. 3.16г) побережье мыса Херсонес.

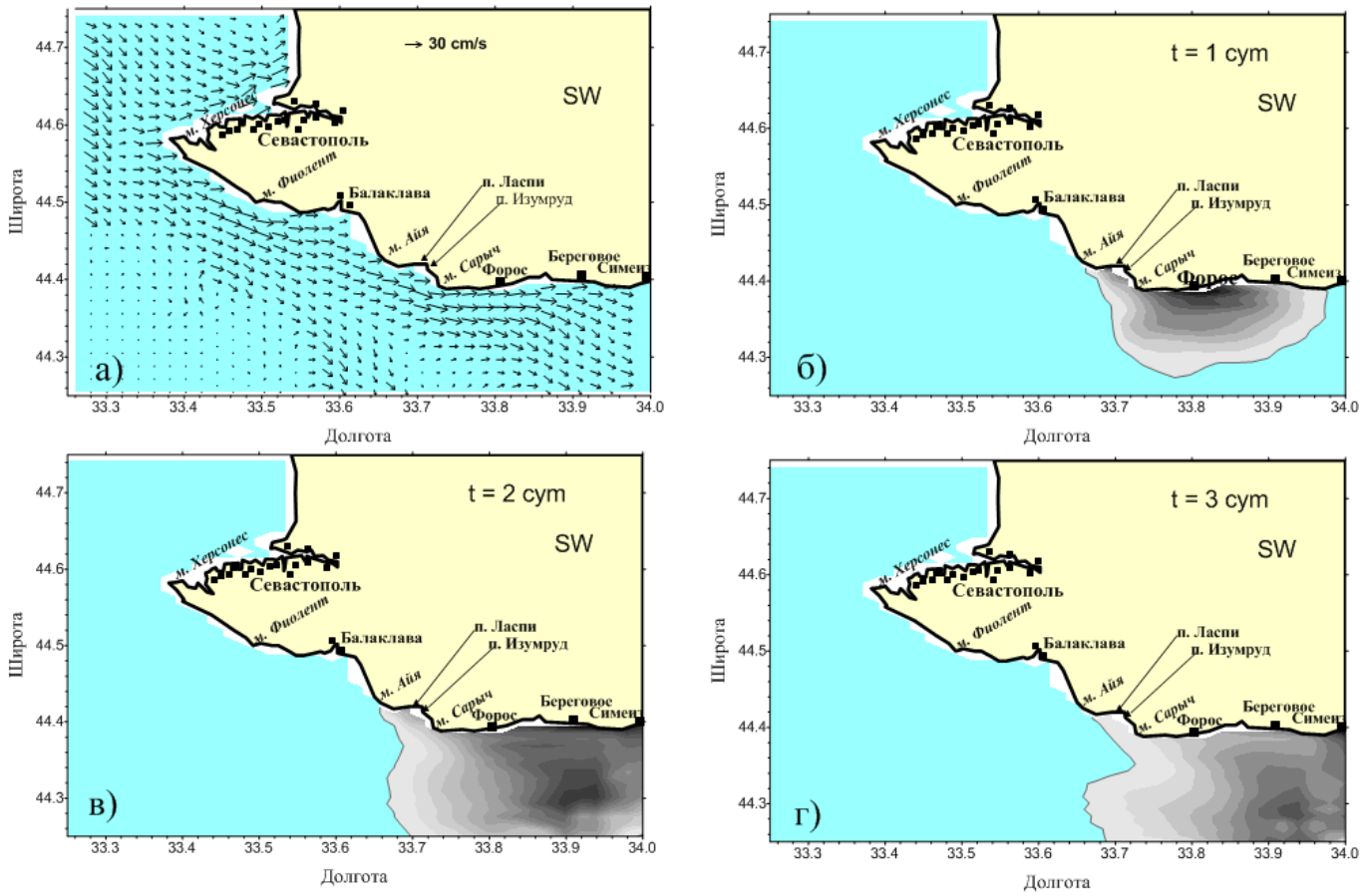


Рис. 3.15 Поле поверхностных течений (а) при юго-западном ветре и положение нефтяного пятна через одни (б), двое (в) и трое (г) суток после разлива.

При воздействии юго-восточного ветра циркуляция в южной части акватории (рис. 3.17а) носит циклонический характер, течения на поверхности моря у южной границы бассейна направлены на север и имеют максимальные, до 50 см/сек, значения скорости. Постепенно разворачиваясь на запад при движении к побережью, воды текут вдоль берега на северо-запад вплоть до мыса Херсонес. Далее течения поворачивают на северо-восток. Через сутки после разлива нефтяное пятно, в отличие от предыдущего случая, лишь достигает краем мыса Фиолент, концентрируясь, в основном, в районе Балаклавской бухты (рис. 3.17б). По

истечении вторых суток пятно, распространяясь в непосредственной близости от берега, достигает мыса Херсонес (рис. 3.17в). Далее оно не направляется в открытое море, а, обогнув мыс Херсонес, распространяется в Каламитский залив, полностью перекрыв Севастопольские бухты (рис. 3.17г).

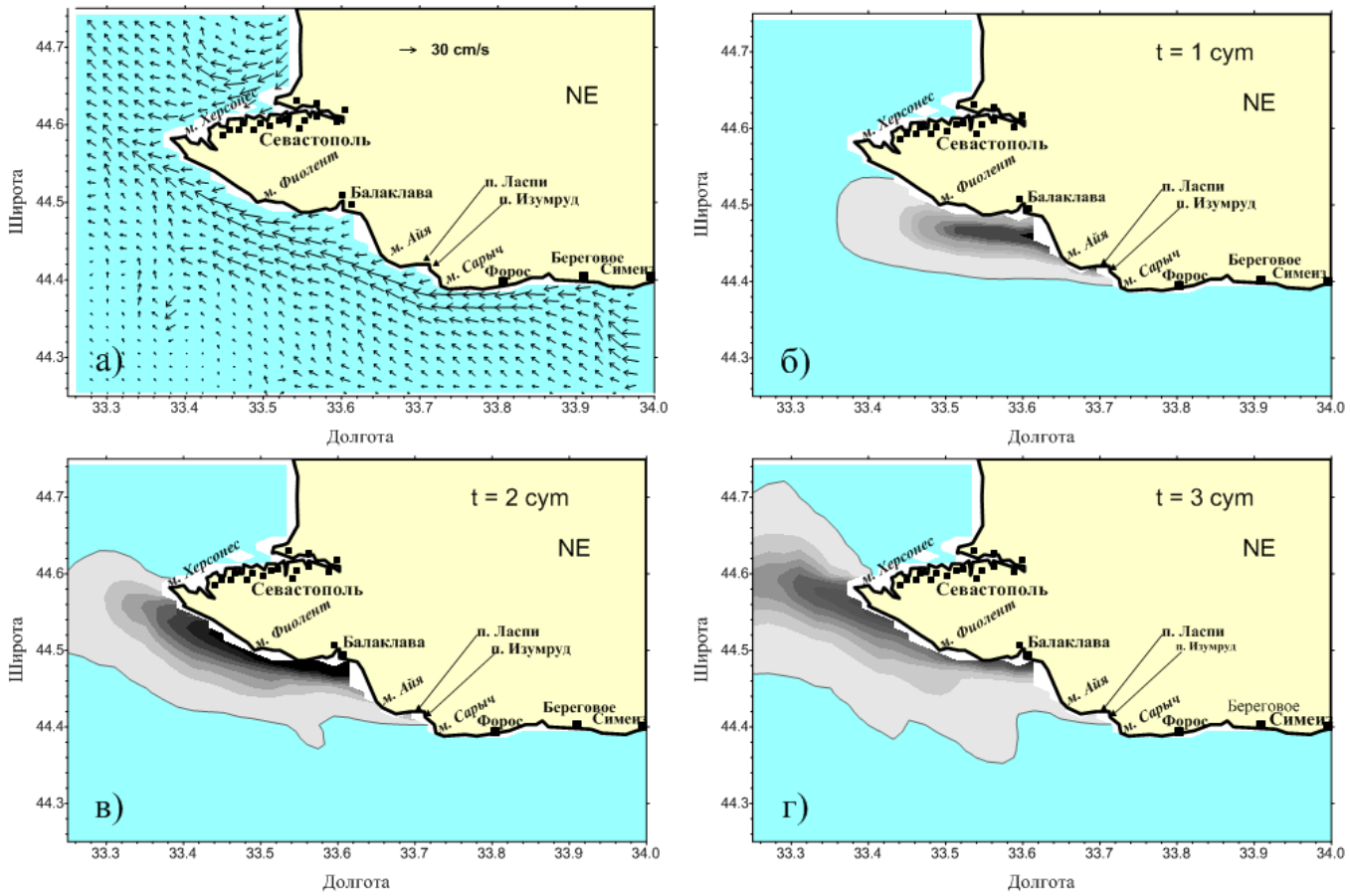


Рис. 3.16 Поле поверхностных течений (а) при северо-восточном ветре и положение нефтяного пятна через одни (б), двое (в) и трое (г) суток после разлива.

Расчет, проведенный для условий полного штиля, показал, что нефтяное пятно в этом случае остаётся в основном в районе Ласпинской бухты, распространяясь, тем не менее, слабыми градиентными течениями на акваторию диаметром около 10 км.

Резюме. Поскольку для рассматриваемого региона решающее значение в распространении примеси играют дрейфовые течения, особенно важным для проведения расчетов описанного типа является правильное задание касательного напряжения ветра. И наиболее интересным с практической точки зрения являлся бы расчет при реальном, полученном из наблюдений, ветре. К сожалению, в

рассматриваемый период времени тенденция к сокращению сети гидрометеорологических станций наблюдений привела к тому, что ближайшие к месту аварии станции находились в городах Севастополе и Ялте. Эти пункты расположены довольно далеко от Ласпинской бухты, и достаточно точно оценить по

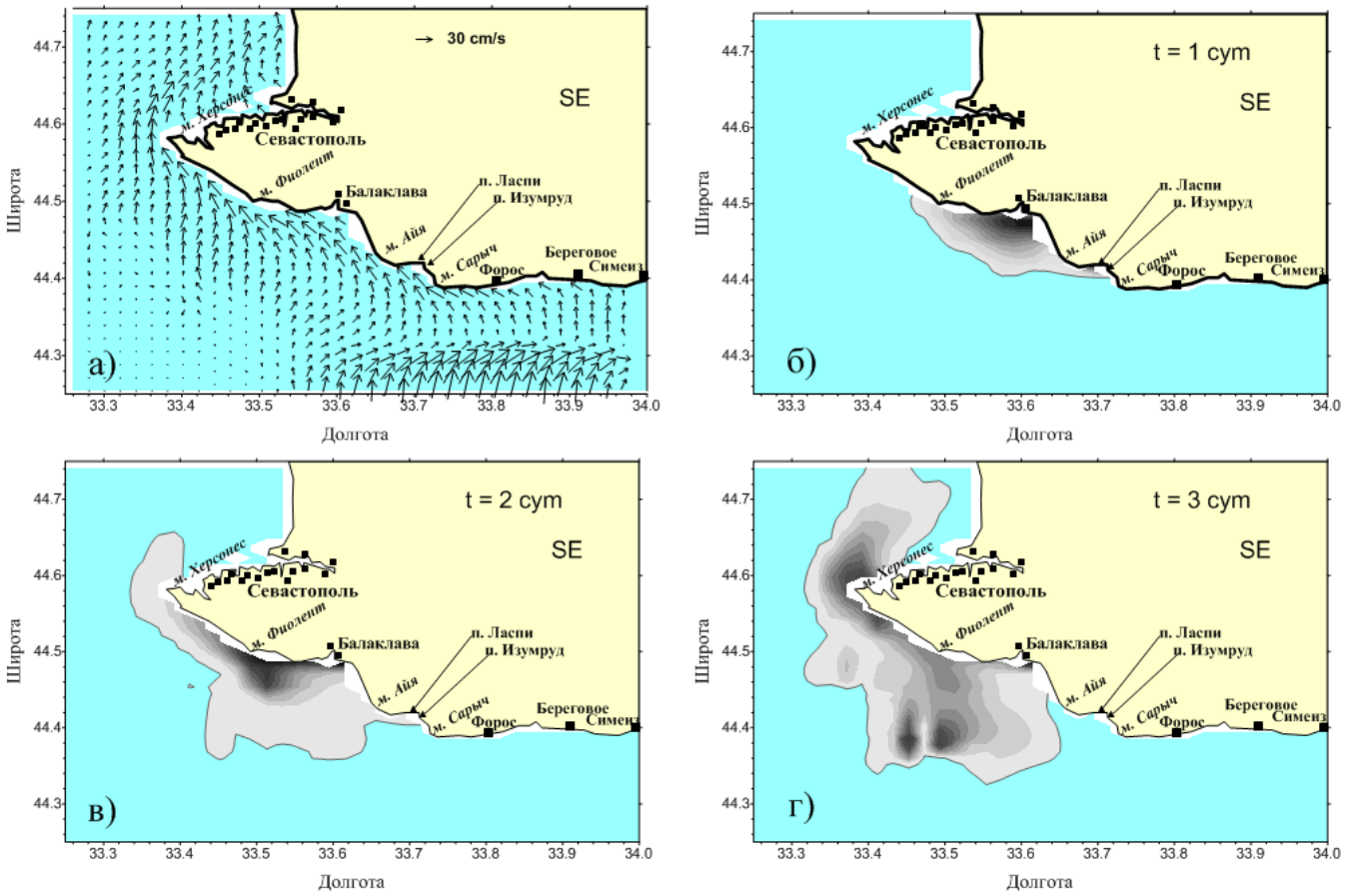


Рис. 3.17 Поле поверхностных течений (а) при юго-восточном ветре и положение нефтяного пятна через одни (б), двое (в) и трое (г) суток после разлива.

данным проведенных там измерений, учитывая гористый характер местности, силу и направление ветра в районе аварии не представляется возможным. Так, данные наблюдений севастопольской и ялтинской гидрометеорологических служб показали, что в первые двое суток после аварии при одинаковой скорости ветра в 5-10 м/сек в Севастополе имел место западный ветер, а в Ялте - северо-восточный. На третьи сутки в Севастополе наблюдался северо-восточный ветер, а в Ялте – юго-западный, причем был в два раза интенсивнее. Однако, в непосредственной близости от места аварии, на мысе Сарыч, находился маяк гидрографической службы Украины. Согласно его данным в течение трех суток после аварии дул юго-восточный ветер со

скоростью 3-7 м/сек. Если допустить, что искажения, обусловленные переходом от достаточно возвышенного берега на мысе Сарыч к морской поверхности, были малы, то наиболее близкий к реальному является ветер, заданный в четвёртом численном эксперимент.

Поскольку наиболее близкой к реальной является ветровая ситуация, рассмотренная выше в последнем варианте, то наиболее вероятным, при отсутствии надлежащих мероприятий, являлось бы развитие процесса, представленного на рис. 3.17. В этом случае под угрозой загрязнения оказываются Балаклавская и Севастопольские бухты.

Отметим, что через несколько дней после кораблекрушения в непосредственной близости от места аварии - в местечке Форос - была запланирована встреча государственных лидеров Украины и России, что явилось одной из причин оперативного привлечения достаточно больших ресурсов соответствующих морских служб этих стран для ликвидации последствий аварии. И лишь своевременно принятые этими службами меры и проведенные под эгидой «Укрморречфлота» спасательные мероприятия позволили избежать масштабной экологической катастрофы и сохранить в чистоте воды севастопольских бухт и живописных курортов Южного берега Крыма. Работы по очистке района аварии от загрязнения (в частности, вместе с топливом было откачано более 3000 т льяльных вод) велись в течение 2-х недель и потребовали привлечения значительных сил и средств.

Проведенные сценарные расчеты путей и степени распространения нефтяного загрязнения, возникшего в результате аварии, показали, что для более обоснованного выбора мероприятий по ликвидации последствий тех или иных катастрофических аварий, выбросов и т. д., и во избежание неоправданно крупных финансовых затрат при осуществлении этих мероприятий необходимо наличие возможности оперативно и непрерывно получать гидрологическую и гидрометеорологическую информацию в любых районах территориальных вод, а также создание и внедрение в действие соответствующих систем контроля морской среды.

3.4. Моделирование циркуляции и распространения загрязняющей примеси в Балаклавской бухте

3.4.1. Характеристика Балаклавской бухты

В системе Севастопольских бухт Балаклавская бухта занимает особое место. Она значительно отличается от остальных бухт не только Севастополя, но и всего Черного моря. Бухта расположена между м. Айя и м. Феолент. Прилегающая местность гористая и имеет высоты до 500 метров над уровнем моря. Балаклавская бухта врезается в сушу на 1,5 км, имеет ширину от 128 до 425 метров и наибольшую глубину 27 метров.

По своим морфометрическим характеристикам - небольшая ширина, большая глубина, крутые высокие берега, извилистость, корытообразный поперечный профиль - она напоминает уменьшенный в десятки раз фьорд: "оригинальнейший уголок пестрой русской империи", - по словам А.И. Куприна [113]. Бухта защищена от ветро-волнового воздействия, а водообмен с открытым морем достаточно затруднен.

Нерациональное с экологической и рекреационной точки зрения использование акватории и территории бухты привело к серьезным последствиям. Сброс неочищенных бытовых сточных вод, промышленные стоки, ливневая канализация, постоянные утечки нефтепродуктов с судов, базирующихся и ремонтирующихся в бухте, смыв с полей и поступление удобрений и пестицидов с водами р. Балаклавки отрицательно сказываются на качестве вод бухты. Некоторое снижение антропогенного пресса после вывода подводного флота положительно отразилось на экологическом состоянии бухты. Однако уровень загрязнения вод остается по-прежнему высоким. Он намного превышает ПДК и средние значения, характерные для открытых областей Черного моря по различным показателям [85,115].

Природно-климатические условия и географическое положение Балаклавской бухты открывают широкие возможности для развития курортно-рекреационного

комплекса. В тоже время это неминуемо приведет к возрастанию антропогенной нагрузки на морскую среду.

Экологическими аспектами, прежде всего, и определяется актуальность задачи диагноза циркуляции вод в различных районах Черного моря, примыкающих к густонаселенным районам, поскольку повышенное поступление техногенных примесей, обусловленных интенсификацией хозяйственной деятельности человека, диктует необходимость более детального описания гидродинамики этих районов для оценки и прогнозирования распространения загрязнений. Навигационная безопасность также требует хорошего знания циркуляционного режима в этих районах. Для Балаклавской бухты, являющейся одной из наиболее интенсивно эксплуатируемой морским флотом бухт на Крымском побережье, проблема обостряется в связи с большой вероятностью разливов нефти и нефтяных продуктов вследствие аварий на судах.

Кроме того, задача интересна с физической точки зрения, т.к. гидрологический режим в районах, подобных Балаклавской бухте, определяемый сложной конфигурацией береговой линии, топографией дна, водообменом с морем и атмосферным воздействием, приводит к тому, что этот район отличается от остальных регионов Черного моря ярко выраженной спецификой проявления многих природных процессов.

В настоящем подразделе представлены результаты диагностических расчетов скоростей течений в Балаклавской бухте и распространение загрязняющей примеси от береговых источников, выполненных на основе использования данных гидрологической съемки и численной математической модели в σ - координатах, описанной в разделе 3 [110,357].

3.4.2. Описание модели, используемых данных, параметров расчета и численных экспериментов

Для расчетов использовалась σ-координатная модель, описанная в разделе . Область Балаклавской бухты от 44°29,1' до 44°30,2' с. ш. и от 33°35,4' до 33°36,3' в. д.

была разбита на боксы переменных размеров, величина которых по горизонтали составляла, примерно, 16,5 м вдоль долготы и 20 м вдоль широты. По вертикали использовалось 6 уровней, соответствующих 5-и метровому разрешению, нормированному на максимальную глубину, равную 50 м. Рельеф дна (рис.3.18) сглаживался так, чтобы отношение разности глубин в соседних боксах к их сумме не превышало величины 0,2. Минимальная глубина моря составляла 1 м. Для баротропной моды шаг по времени составлял 0,25 сек, для бароклинной - 15 сек.

Составляющие касательного напряжения ветра вычислялись по формуле:

$$(\tau_{0x}, \tau_{0y}) = \rho_a C_a \left|\vec{U}_a\right| (u_a, v_a), \tag{3.42}$$

где $\vec{U}_a$ - вектор скорости ветра с компонентами u_a, v_a вдоль осей x, y соответственно; ρ_a - плотность воздуха; $C_a = 1.4 \cdot 10^{-3}$. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии принимались равными A_M=*500* см^2/сек и A_H=*100* см^2/сек соответственно. На твердой боковой границе для скоростей потока использовались условия непротекания и свободного скольжения.

Расчет течений, как и в предыдущем подразделе, проводился диагностическим методом, т. е. при заданном поле плотности. Использование адаптационного метода или какой-либо его модификации [67] привело бы к более согласованным полям температуры, солености и скорости. Однако, применение этого метода к мелководным бассейнам, каким является Балаклавская бухта, приводит к сильному сглаживанию всех расчетных полей, при этом часто «исчезают» реально существующие мелкомасштабные особенности в этих полях [63,67]. Поскольку в рассматриваемой бухте мелкомасштабные особенности могут быть достаточно важны при описании процессов переноса, в настоящей работе использовался диагностический метод.

Для задания полей температуры и солености использовались данные гидрологической съемки, выполненной Институтом биологии Южных морей НАН Украины (ИнБЮМ) 25 августа 1992 года в рамках экологического мониторинга Балаклавской бухты, проводившегося совместно с Гидрографической службой Черноморского флота. Съемка производилась при помощи CTD-зонда «Катран» с

борта мотобота «Вяземский».

Также в акватории бухты с борта БГК-697 были установлены автономные буйковые станции (рис.3.18), которые впоследствии были приняты на борт НИС «Академик Ковалевский». Течения на буйковых станциях регистрировались измерителями «АЦИТТ» на трех горизонтах: 5, 10 и 15 метрах. Данные измерителей были обработаны сотрудниками Гидрологического отряда войсковой части 90742 и переданы ИнБЮМ Гидрографической службой Черноморского флота. Эти данные использовались для сопоставления с результатами расчетов и задания граничных условий на жидкой - открытой - границе, примыкающей к открытому морю. На этой границе задавались составляющие скорости течений и полного потока, которые оценивались по данным измерений на автономных буйковых станциях АБС-1 и АБС-2 (рис. 3.18), расположенных в окрестности открытой границы. При этом интерполированные значения корректировались таким образом, что полный расход через открытую границу равнялся нулю.

Заданные в начальный момент времени поля температуры и солености, полученные интерполяцией измеренных значений в узлы расчетной сетки, оставались фиксированными. На рис. 3.19а,б приведено распределение температуры и солености в поверхностном слое, а на рис. 3.19в,г – в придонном слое.

Проведенные численные эксперименты состояли из расчета квазистационарной циркуляции, возбуждаемой из состояния покоя заданным ветром, который ввиду малости акватории бухты предполагался однородным по площади. Составляющие скорости ветра во время съемки равнялись:

$$u_a = 0{,}64 \text{ м/сек}; \quad v_a = 0{,}77 \text{ м/сек}.$$

Достижение квазистационарного состояния контролировалось по уровню средней по объему бассейна кинетической энергии и среднего по площади уровня моря. Расчеты проводились на период времени 3 суток. Как показали проведенные численные эксперименты, циркуляция устанавливается практически через 2 суток расчетного времени (Рис. 3.20а). Далее приведены и анализируются результаты расчетов полей скорости течений на конечный момент времени.

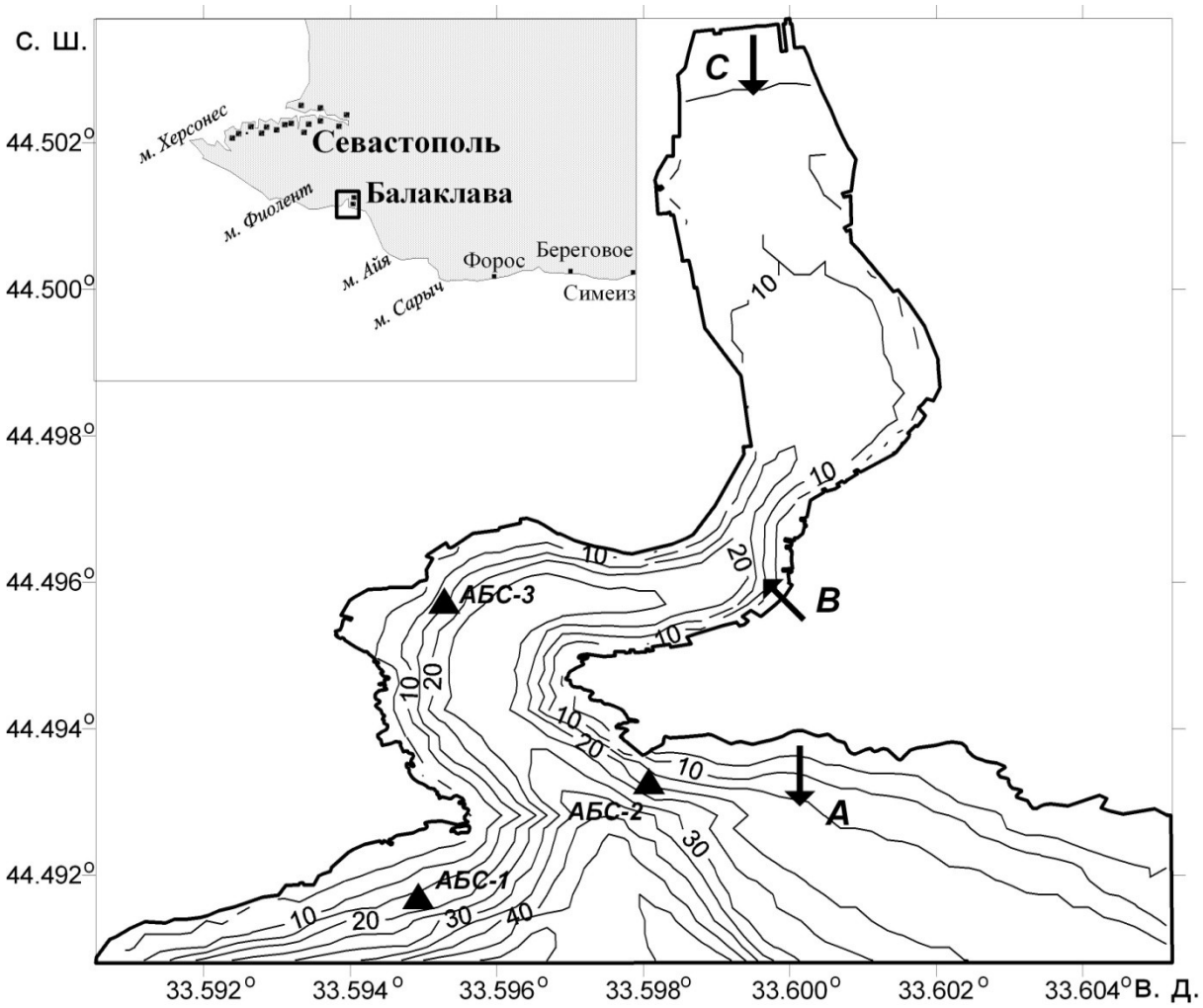


Рис. 3.18 Рельеф дна Балаклавской бухты. Треугольниками указаны места постановки автономных буйковых станций. Стрелками показаны места выброса загрязняющих веществ: *А*- выпуск сточных вод пос. Балаклава; *В* – ливневый сток; *С* – сточные воды завода «Металлист». На врезке показано положение Балаклавской бухты на Крымском побережье.

3.4.3. Результаты расчета

Горизонтальная циркуляция. На рис. 3.20б приведено поле средней по глубине скорости течений. Видно, что в рассматриваемую область моря вода поступает через восточную границу и, в соответствии с заданными граничными условиями, через южную границу к востоку от 33,597^{o} в.д. Поступающие из открытого моря воды вдоль восточного побережья переносятся вплоть до входа собственно в бухту, где поток раздваивается. Большая его часть поворачивает на

юго-запад и вдоль западного берега выносится в открытое море через южную границу области. Другая часть формирует у входа в бухту антициклонический

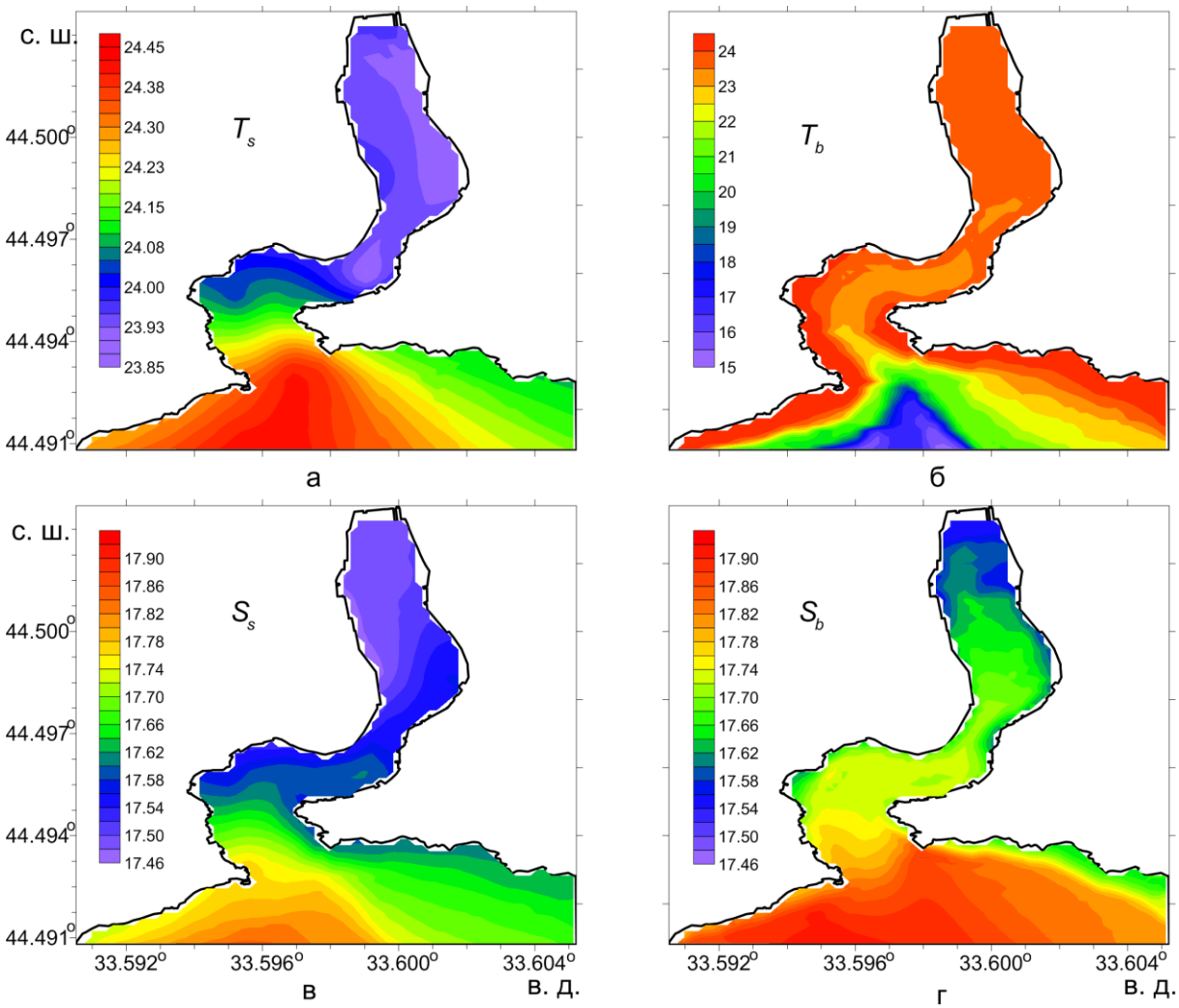


Рис. 3.19 Распределение температуры (а,б) и солености (в,г) в поверхностном (а,в) и придонном слоях (б,г).

круговорот. Далее воды, в основном, вдоль восточного берега текут в бухту, а вдоль западного – из бухты. Можно отметить наличие двух связанных круговоротов: циклонического круговорота непосредственно после максимальной узости бухты и антициклонического к северу от него в районе 44,5° с.ш.

В вершине бухты также наблюдается вихревой диполь: с антициклонической завихренностью на севере и циклонической - южнее. Максимальные значения средней скорости составляют, приблизительно, 6 см/сек.

В поверхностном слое (рис.3.20в) в мелководной, северной, части бухты направление течений практически совпадает с направлением ветра и лишь слегка

отклоняется вправо от него в более глубоких местах. В примыкающих к бухте глубоководных районах картина совсем иная. В восточной части вода течет через южную границу в бухту практически по нормали к границе, но, примерно, на широте 44,493^{o} поворачивает на запад. У входа в бухту образуется интенсивный антициклонический круговорот, который, взаимодействуя с направленным на запад потоком, приводит к образованию протяженной зоны конвергенции. Максимальные скорости в поверхностном слое имеют место в западной прибрежной зоне у входа в бухту и достигают величины в 12 см/сек.

В придонном слое (рис.3.20г) в самой бухте течения направлены в противоположную сторону по сравнению с поверхностной циркуляцией. И на протяжении всей бухты вода вытекает из бухты вдоль западного берега. Зона конвергенции сместилась на северо-запад и располагается непосредственно у входа в бухту. И хотя в целом интенсивность придонной циркуляции существенно ниже поверхностной, в западной прибрежной зоне у входа в бухту наблюдаются сравнимые по величине скорости течений.

Вертикальная циркуляция. На рис. 3.21а приведено распределение вертикальной скорости в приповерхностном слое, а на рис.3.21б – в ближайшем к придонному слою. Голубым цветом обозначены области подъема вод, а красным – опускания. Видно, что распределения практически одинаковы, причем аналогичная картина имеет место по всей глубине бассейна. Вдоль всего западного берега широкой полосой тянется зона подъема вод. Вдоль восточного берега в самой бухте располагается зона опускания вод шириной, примерно, в два раза меньшей. В восточной части области открытого моря, примыкающей к бухте, также превалирует опускание вод, хотя наблюдается и небольшой участок зоны апвеллинга. Максимальная скорость подъема вод в приповерхностном слое равнялась 0,38 мм/сек, опускания - 0,18 мм/сек; в глубинном слое – 0,6 мм/сек и 0,45 мм/сек соответственно.

Как упоминалось выше, во время гидрологической съемки устанавливались автономные буйковые станции. Места постановки АБС указаны на рис. 3.18 треугольниками с соответствующими номерами. Полученные модельные значения

скоростей течений сравнивались с данными измерений на АБС. В табл. 3.1 приведено сопоставление модельных и измеренных составляющих средней по глубине скорости потока. Видно достаточно хорошее соответствие модельных и измеренных данных. Наибольшее расхождение имеет место для меридиональной составляющей на АБС-III. Однако, как отмечают авторы, проводившие обработку этих измерений [8], место постановки АБС- III отличается весьма высокой степенью неустойчивости течений.

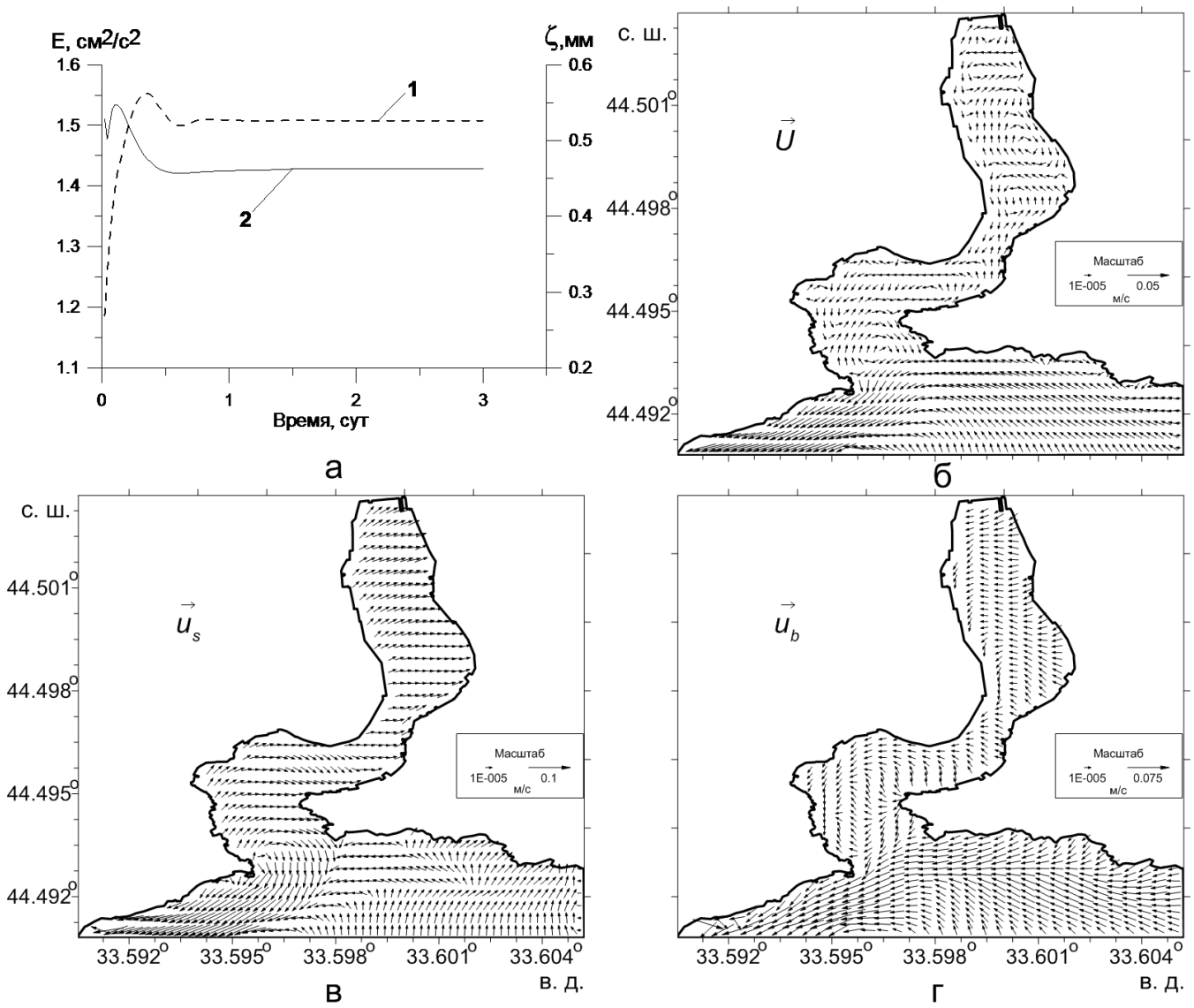


Рис. 3.20 Изменение во времени средней по объему бассейна кинетической энергии (кривая 1) и среднего по площади уровня моря (кривая 2) (а) и распределение средней по глубине скорости течений (б), скорости течений в поверхностном слое (в) и скорости течений в придонном слое (г).

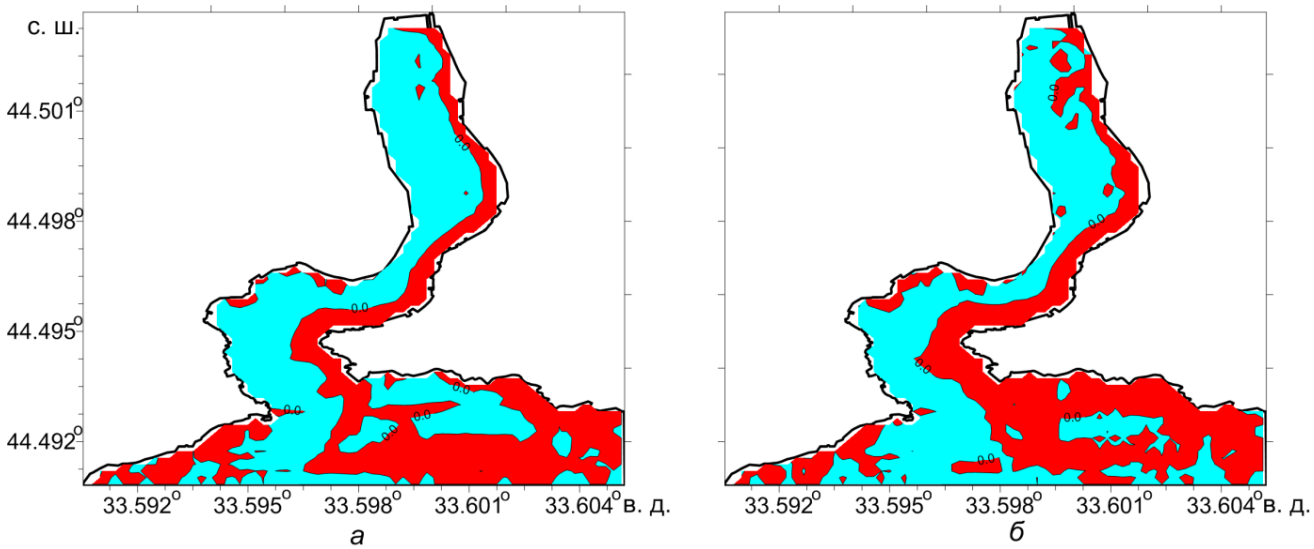


Рис. 3.21 Распределение вертикальной скорости в приповерхностном (а) и в ближайшем к придонному (б) слоях. Голубой цвет – область подъема вод, красный – опускания.

3.4.4. Распространение загрязняющей примеси

Полученные трехмерные поля течений использовались для расчета распространения пассивной загрязняющей примеси. На рис. 3.18 стрелками указаны места выброса загрязняющих веществ: *A* – выпуск сточных вод пос. Балаклава; *B* – ливневый сток; *C* – сточные воды завода «Металлист».

Процесс переноса загрязняющей примеси, так же, как и в предыдущем подразделе, описывался уравнением (3.32) с теми же параметрами. На поверхности и на дне моря задается отсутствие потоков примеси $\frac{\partial C}{\partial \sigma} = 0$. На твердой боковой границе задается нулевой нормальный поток примеси, также как и на жидкой боковой границе в местах, где вода вытекает из области. В местах, где вода втекает в область, задается значение концентрации примеси C_{IN}, которая имеется в поступающей жидкости, в нашем случае $C_{IN} = 0$.

Следует отметить, что загрязняющая примесь, поступающая из трех вышеупомянутых источников, значительно отличается друг от друга по своим химическим и физическим свойствам. И для описания переноса и трансформации

каждой из них требуется решать свое уравнение вида (3.32) с соответствующим коэффициентом μ, как это, например, было сделано в подразделе 1.4. Однако, в данной работе ставилась цель лишь оценки степени и путей распространения загрязняющей примеси при существующей системе течений без детального описания трансформации примеси, обусловленной химическими и биологическими процессами и взаимодействием с окружающей средой. Таким образом, примесь предполагалась пассивной и, исходя из этого, решалось одно уравнение (3.32), в котором коэффициент μ полагался равным нулю.

Таблица 3.1

Горизонтальные составляющие средней скорости / **Номер** АБС	$U_{измер.}$ (см/сек) / $U_{модель}$ (см/сек)	$V_{измер.}$ (см/сек) / $V_{модель}$ (см/сек)
I	-5,8 / -2,2	-0,3 / -0,6
II	-1,1 / -0,8	0,3 / 0,03
III	0,32 / 0,06	1,27 / -0,07

Численные эксперименты проводились следующим образом. По истечении трех суток расчетного времени и получения установившейся циркуляции начинался собственно расчет переноса загрязняющей примеси: в каждой из точек выброса в трех боксах по вертикали задавалась начальная концентрация $C_0 = 1$, а в остальной части акватории $C_0 = 0$, и далее вместе с уравнениями модели считалось уравнение (3.32) на срок в 1 сутки. Т. е. выброс предполагался импульсным. Конечно-разностная аппроксимация уравнения (3.32) использовалась такая же, как в предыдущем подразделе. На рис. 3.22а-г приведена конфигурация пятен примеси в поверхностном слое. Видно, что в вершине бухты от источника *C* примесь равномерно по всей акватории распространяется в южном направлении, что связано

с мелководностью района и перемешивающим действием круговоротов, которые располагаются в вершине бухты (рис. 3.20б).

На распространение пятен примеси от источников *A* и *B* сильное влияние оказывает вертикальная циркуляция. Так через 6 часов после выброса (рис. 3.22а) пятно от источника *B* имеет не только относительно малые размеры, но и малую концентрацию примеси, что связано с интенсивным даунвеллингом у восточного берега бухты. В дальнейшем пятно, распространяясь на запад, попадает в зону апвеллинга и становится более насыщенным (рис.3.22б). Через 18 часов (рис. 3.22в) оно, значительно расширясь, почти достигает крайней западной точки бухты. Через 24 часа (рис. 3.22г) относительно высокие концентрации уже имеют место и у западного берега, что также связано с восходящим движением вод. Пятно примеси от источника *A* в поверхностном слое через 6 часов после выброса (рис. 3.22а) лишь незначительно вытянулось вдоль берега. Но уже через 12 часов (рис. 3.22б) пятно не только полностью перекрывает вход в бухту, но и достигает южной границы области. Причем относительно высокие концентрации наблюдаются лишь на небольшом участке у западного берега уже вне бухты. В дальнейшем северная граница пятна продвигается в бухту, а южная находится вдали от места выброса. Через 24 часа (рис. 3.22г) у западного берега в поверхностном слое концентрация пятна становится практически нулевой и пятно никак не связано с местом выброса.

В глубинном слое (рис. 3.22д-з) пятно примеси от источника *C*, в отличие от поверхностного слоя, распространяется на юг не равномерно по всей ширине бухты, а более интенсивно вдоль обоих берегов.

Пятно примеси от источника *B* в глубинном слое через 6 часов после выброса (рис. 3.22д), в отличие от поверхностного слоя, занимает гораздо бóльшую площадь и имеет бóльшую концентрацию, что также обусловлено вертикальной циркуляцией. В дальнейшем же (рис.3.22е-з) площадь пятна меньше, чем в поверхностном слое, но картины распространения примеси весьма схожи с поверхностным слоем.

Распространение примеси в глубинном слое от источника *A* разительно отличается от поверхностного слоя. Уже через 6 часов после выброса (рис. 3.22д)

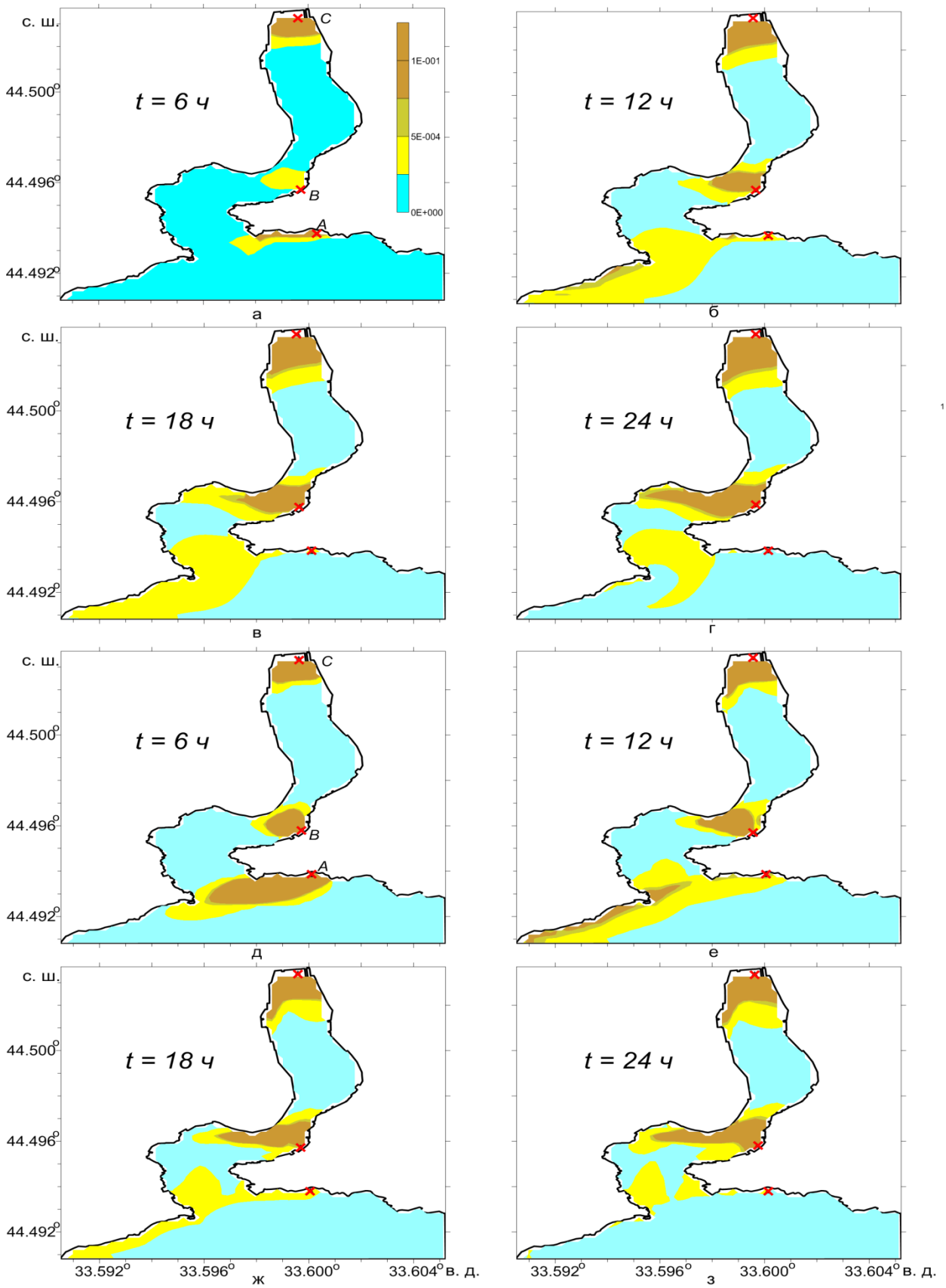


Рис. 3.22 Распределение концентрации загрязняющей примеси в разные моменты времени в поверхностном (а-г) и ближайшем к придонному (д-з) слоях. Красными крестиками обозначены места выброса.

пятно примеси перекрывает вход в бухту, причем почти во всем пятне имеет место относительно высокая концентрация. Через 12 (рис. 3.22е) часов пятно вытягивается в юго-западном направлении, высокие концентрации наблюдаются вдоль всего западного берега области вне бухты и у входа в бухту. Через 18 часов (рис. 3.22ж) концентрация в пятне падает, его северная граница продвигается вглубь бухты, а южная также приближается к входу в бухту. Через 24 часа (рис. 3.22з) вне бухты находится лишь узкая полоска примеси, а северная граница пятна почти соприкасается с пятном от источника *B*. Отметим, что в отличие от поверхностного слоя пятно не теряет связи с местом выброса.

Резюме. В результате проведенных расчетов получено поле течений в Балаклавской бухте в рассматриваемый период времени. Удовлетворительное качественное и количественное соответствие данных измерений результатам расчетов позволяет надеяться на достаточно правильное воспроизведение трехмерной картины циркуляции в бухте в целом. Следует отметить, что проведенный ранее анализ данных наблюдений [8,57,127,129] также хорошо согласуется с полученными в настоящей работе результатами. При этом достаточно тонкое пространственное разрешение позволило детализировать картину течений и выявить дополнительные особенности циркуляции вод в бухте.

Отметим, что в более поздних работах [183,184] также моделируются процессы распространения загрязняющих примесей в Балаклавской бухте с помощью модели в σ - координатах. Однако там рассматриваются чисто ветровые течения в баротропном бассейне.

Проведенные расчеты переноса течениями пассивной примеси позволяют оценить степень и пути распространения загрязнений из различных мест выброса, расположенных на берегах бухты.

Таким образом, выполненные расчеты циркуляции вод и адаптированная к условиям Балаклавской бухты σ - координатная модель могут служить основой для исследования экологических последствий различного рода техногенных аварий и катастроф в бухте. Отметим, что рассматриваемая σ - координатная модель также

применялась для аналогичных диагностических расчетов сезонной циркуляции и распространения загрязняющих примесей в Персидском заливе [62,395].

Выводы к Разделу 3

Описанная в предыдущем разделе σ-координатная модель циркуляции Черного моря модифицируется в целях её применения к прибрежным морским районам. При этом рассмотрена проблема постановки краевых условий на открытой жидкой границе и разные подходы для её решения. Подробно описаны типы условий на открытой границе, используемых в настоящей работе. В модель циркуляции инкорпорирована модель переноса пассивной примеси, в которой используется схема первого порядка точности с направленными против потока разностями и итеративная процедура Смоларкевича для уменьшения схемной вязкости.

Для решения задачи определения возможных путей и степени распространения техногенного загрязнения у Южного берега Крыма, возникшего в результате кораблекрушение теплохода «Кристина» в бухте Ласпи, проведена серия сценарных диагностических расчетов переноса течениями нефтепродуктов под воздействием ветров различного направления. Получены оценки возможных масштабов загрязнений побережья и акваторий при авариях рассмотренного типа.

На основе данных гидрологической съемки и σ - координатной модели циркуляции проведены диагностические расчеты скоростей течений в Балаклавской бухте и распространения загрязнений от источников, расположенных на берегах бухты. Благодаря высокому пространственному разрешению была детализирована трехмерная картина течений в бухте и выявлены особенности распространения загрязнений от каждого берегового источника. Получено, что картина распространения ливневого стока и сточных вод п. Балаклава определяется вертикальной циркуляцией. Сопоставление данных измерений скоростей течений с автономных буйковых станций с модельными значениями показало их хорошее соответствие.

Результаты настоящего раздела также получены с помощью численной модели циркуляции высокого уровня в *z*-координатах. Основные её отличия от модели, использованной в предыдущем разделе, состоят в том, что дискретизация исходной системы уравнений производится на ином шаблоне расчетной сетки (сетка *B*), и при аппроксимации в уравнениях модели адвективных членов применяется схема с дозированной схемной вязкостью, обладающая свойством транспортивности.

Исследовано влияние распресняющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на формирование стратификации и циркуляции вод в северо-западной части Черного моря. По результатам расчетов детально описана динамика и структура зоны распреснения в процессе воздействия речного стока и после его прекращения, а также процесс образования и эволюции антициклонического вихря в районе устья Дуная, обусловленный речным стоком. Выявлены особенности вертикальной циркуляции вод близ устьев рек. Показано, что влияние рельефа дна на циркуляцию в рассматриваемом регионе обусловливает лишь возникновение компенсационного потока соленой воды через южную открытую границу рассматриваемой акватории, тогда как стратификация вод приводит к появлению обоих отмеченных элементов циркуляции — и антициклонического вихря и компенсационного потока. Результаты исследований, представленные в настоящем разделе, опубликованы в работах [48,66-70,108,110,112,193,334,357,393].

РАЗДЕЛ 4
ЧЕРНОМОРСКАЯ ОПЕРАТИВНАЯ СИСТЕМА МОРСКИХ ПРИБРЕЖНЫХ ПРОГНОЗОВ

4.1. Архитектура пилотной системы морских прибрежных прогнозов

Пилотная версия Черноморской оперативной системы морских прибрежных прогнозов была разработана в рамках европейского проекта EU FP5 «ARENA» (A Regional Capacity Building and Networking Programme to Upgrade Monitoring and Forecasting Activity in the Black Sea Basin) [358]. В основе системы лежали 6 прибрежных моделей различного типа, при этом использовалась технология вложенных сеток без обратной связи в оффлайн-режиме [97,99,112,457]. В качестве глобальной модели выступала оперативная модель циркуляции Черного моря, описанная в 1 разделе. На рис. 4.1 показаны расчетные области этих моделей.

Рис. 4.1 Расчетные области региональных прибрежных моделей.

Выбор областей был обусловлен тем, что все они отличаются наличием интенсивного судоходства, рыболовства и других видов промышленной эксплуатации акваторий, то есть большой антропогенной нагрузкой. В то же время в этих областях имеет место сложная динамика вод, обусловленная резким свалом глубин, сложной конфигурацией береговой черты, влиянием внешней границы ОЧТ и другими факторами, в частности, речным стоком.

Две региональные модели - для Бургасского залива [59] и района у берегов Грузии [340] являлись моделями в z - координатах. Остальные четыре прибрежные модели: для Каламитского залива [112], для акватории у берегов Румынии [112,457], для прибрежной акватории России [109,112] и для северо-западного шельфа [360] использовали σ- координаты, причем первые три из них были основаны на базовой модели циркуляции Черного моря, описанной в разделе 3. В табл. 4.1 приведены основные параметры используемых моделей.

Таблица 4.1

Основные параметры используемых глобальной и локальных моделей.

Район	Тип модели	Вертикаль-ная координата	Шаг по простран-ству	Число узлов (долгота х широта х вертикаль)	Шаг по времени (бароклинная мода/ баротропная мода)
Бассейн Черного моря	Глобальная модель с ассимиляцией данных наблюдений	z	~ 4900 м	237 х 131 х 35	600 сек
1.Северо-западный шельф	на вложенной сетке	σ	~ 1500 м	100 х 76 х 10	300 сек / 10 сек
2.Акватория у берегов Румынии	на вложенной сетке	σ	~ 1200 м	117 х 217 х 20	180 сек / 4 сек
3. Каламитский залив	на вложенной сетке	σ	~ 600 м	145 х 137 х 20	60 сек / 1.5 сек
4.Акватория у берегов России	на вложенной сетке	σ	~ 1200 м	305 х105 х 25	120 сек / 3 сек
5.Акватория у берегов Грузии	на вложенной сетке	z	~ 1000 м	216 х 347 х 32	1800 сек
6.Бургасский залив	на вложенной сетке	z	~ 500 м	78 х 88 х 50	600 сек

.

Поскольку прибрежные модели 1, 5 и 6 не являются предметом рассмотрения в настоящей работе, более подробно опишем параметры, граничные условия и некоторые результаты тестовых расчетов только для моделей 2, 3 и 4.

4.2. Расчетная сетка, граничные условия и алгоритм расчета

Расчетная сетка. В разделах 1 и 3 указывалось, что конечно-разностная аппроксимация по горизонтали как в глобальной z-координатной модели, так и в региональных σ-координатных моделях производилась на сетке C, то есть меридиональная и зональная составляющие скорости и температура и соленость определялись в сдвинутых относительно друг друга узлах. Задание сетки и граничных условий для исследуемой прибрежной области и алгоритм расчета происходили следующим образом. Крупномасштабная сетка глобальной модели покрывает всю акваторию Черного моря. Выбранная прибрежная область ограничивалась прямоугольником, стороны которого проходили параллельно широте и долготе по узлам крупномасштабной сетки, в которых вычислялась температура и соленость, и узлы мелкомасштабной сетки для температуры и солености располагались на этих же линиях. Шаг по пространству для региональной модели принимался кратным шагу глобальной модели. При этом узлы, в которых рассчитывалась составляющие скорости, были сдвинуты в соответствующем направлении на полшага мелкомасштабной сетки (Рис. 4.2).

Граничные условия. В предыдущем разделе была рассмотрена проблема, возникающая при решении задачи описания циркуляции в прибрежных районах моря - проблема постановки краевых условий на открытой границе. В работе [414] отмечается, что, как правило, в связи с некорректностью аналитической задачи, численное решение при любом условии на открытой границе существенно зависит от численной реализации, общих характеристик модели и природы решаемой задачи. Более того, современные исследователи полагают [378], что проблема

условий на открытой границе является одним из самых сложных аспектов прибрежного моделирования.

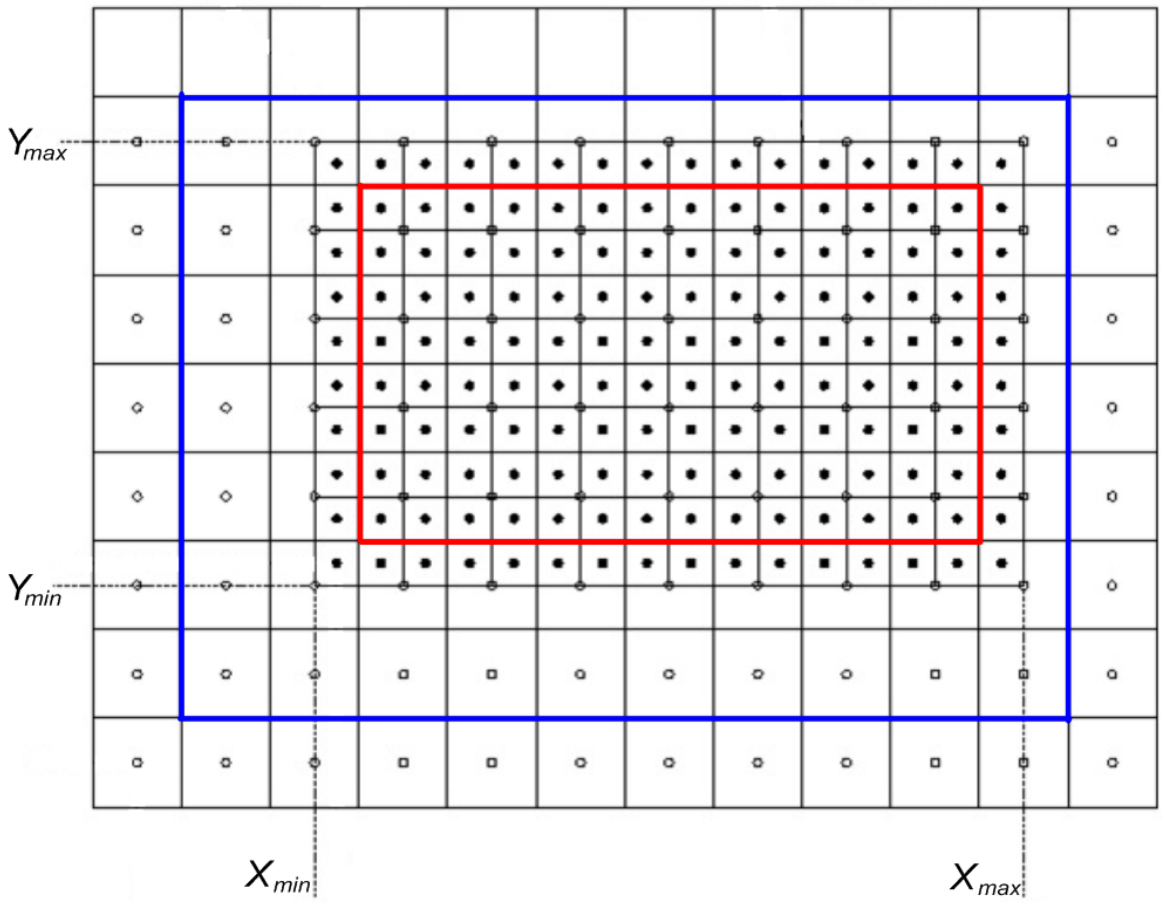


Рис. 4.2 Горизонтальная структура сеток глобальной и локальной моделей при соотношении шагов сетки 1:2. Красная линия - граница области локальной модели; синяя линия - граница области глобальной модели. Точки - центры боксов локальной модели; кружочки - центры боксов глобальной модели. X_{min}, X_{max}- минимальное и максимальное значения долготы, а Y_{min}, Y_{max} - минимальное и максимальное значения широты расположения области локальной модели относительно области глобальной модели.

В задачах, рассмотренных в подразделах 3.3 и 3.4 применялись радиационные (3.11) и «зажатые» (3.10) граничные условия. Эти условия являются наиболее используемыми в настоящее время при решении задач с открытыми границами, хотя именно этот тип условий может приводить к появлению фиктивных пограничных

слоев и возмущений динамики во внутренней области. Поэтому такие условия использовались нами в диагностических расчетах циркуляции, когда динамика определяется заданным полем плотности и возмущения от границы относительно слабы.

При постановке задачи оперативного прогноза состояния прибрежных акваторий моря, т.е. при прогностических расчетах, необходимо использовать другие условия на открытой границе. Сравнительный анализ различных типов условий [223] показал, что «прозрачность» жидкой границы при постановке «зажатых» условий для составляющих скорости течений намного больше при использовании одностороннего метода вложенных сеток при условии, что значения на открытой границы поступают от внешней модели достаточно часто. Немногим более лучшие результаты показывает двухсторонний метод вложенных сеток. Однако, как указывается авторами [223] вычислительные затраты при использовании этого метода сводят на нет его преимущества по сравнению с односторонним методом. В то же время при оперативном прогнозе вычислительная эффективность выдвигается на первый план.

Нами были выбраны следующие краевые условия на открытых границах прибрежных региональных моделей:

- для нормальных компонент баротропной (средней по глубине) скорости использовалось условие Флэтера (см. формулу 3.14):

$$U_R^{normal} = U_G^{normal} + \varepsilon \cdot \sqrt{\frac{g}{H}} \cdot (\eta_R - \eta_G) \quad , \tag{4.1}$$

где индекс R обозначает параметр региональной модели, а G - параметр глобальной модели в соответствующем узле расчетной сетки региональной модели. Константа $\varepsilon = 1$ для восточной и северной границы, и $\varepsilon = -1$ для западной и южной границы;

- для касательных компонент баротропной скорости используется «зажатое» условие (см. формулу 3.10):

$$U_R^{tangent} = U_G^{tangent} \quad , \tag{4.2}$$

- для нормальных и касательных компонент бароклинной скорости также используется «зажатое» условие (см. формулу 3.10):

$$u_R^{normal} = u_G^{normal} \;\; ; \; u_R^{tangent} = u_G^{tangent} \qquad , \tag{4.3}$$

- для температуры и солености в точках, где вода втекает во внутреннюю область, используется «зажатое» условие:

$$T_R = T_G \;\; ; \quad S_R = S_G \quad , \tag{4.4}$$

а в точках, где вода вытекает, значения параметров экстраполируются с использованием схемы направленных разностей против потока для уравнения адвекции:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u_n \cdot \frac{\partial T}{\partial n} = 0 \; ; \qquad \frac{\partial S}{\partial t} + u_n \cdot \frac{\partial S}{\partial n} = 0 \tag{4.5}$$

В принятой постановке задачи не требуется какого-либо условия на границе для уровня свободной поверхности моря. Однако, в целях использования унифицированных программ отображения результатов расчета, на границе ставилось условие равенства нулю нормальной производной от уровня, что никоим образом не влияло на результаты расчета;

Отметим, что аналогичные краевые условия (4.1)-(4.5) использовались в целом ряде работ по моделированию циркуляции в прибрежных областях морей с использованием технологии вложенных сеток без обратной связи [220,352,353,378,477,461,478].

Требуемые значения параметров глобальной модели в узлах региональной модели вычислялись с использованием сначала линейной интерполяции по горизонтали по значениям в ближайших узлах глобальной сетки, а затем с помощью сплайнов – по вертикали.

Процедура интерполяции значений параметров из узлов глобальной модели в узлы региональной модели для последующего удовлетворения граничным условиям

(4.1)-(4.5) приводит к тому, что потоки массы и тепла в глобальной и региональной моделях через открытую границу не совпадают. Кроме того, необходимо учитывать, что топография дна вдоль жидкой границы в одной модели, как правило, отличается от оной в другой модели, что также приводит к неравенству потоков. В работе [478] отмечается, что особенно важно для согласованности решения в двух областях соблюдать условие равенства потоков массы через жидкую границу.

Поэтому после интерполяции составляющих скорости течений глобальной модели в узлы сетки региональной модели скорости корректировались таким образом, чтобы потоки массы через открытую границу совпадали, а именно:

$$u_G^{normal} = \tilde{u}_G^{normal} - \Delta u \,, \tag{4.6}$$

где $\tilde{u}_G^{normal}$ - интерполированное значение глобальной переменной в узел региональной модели, а Δu - поправка, вычисляемая следующим образом:

$$\Delta u = \frac{M_R - M_G}{S_R} \,, \tag{4.7}$$

где $M_R = \int_{l_1}^{l_2} dl \int_{-H_R}^{\eta} \tilde{u}_G^{normal} dz$; $M_G = \int_{l_1}^{l_2} dl \int_{-H_G}^{\eta} \tilde{u}_{G_0}^{normal} dz$; $S_R = \int_{l_1}^{l_2} dl \int_{-H_R}^{\eta} dz$; l_1, l_2 - пределы открытой границы по горизонтали; $\tilde{u}_{G_0}^{normal}$ - нормальная составляющая скорости течений глобальной модели в узлах глобальной модели. Отметим, что при проведении расчетов величина поправки Δu из (4.7) обычно не превышала 0.003 м/сек.

Алгоритм расчета. Алгоритм расчета заключался в следующем. Пусть [t_n, t_m] - период времени, на который предполагается делать прогноз (n, m - номер дня), т.е t_n - начальный момент прогноза. За начальный момент времени расчета принимается момент времени t_{n-1}, за сутки до начала времени прогноза, т.е. в качестве начальных значений температуры, солености, уровня моря и скорости в региональной модели принимались интерполированные в узлы сетки региональной модели значения соответствующих параметров глобальной модели в начальный момент времени t_{n-1}. И затем проводился расчет до момента времени t_m (рис. 4.3). Это дает возможность согласования рассчитываемых по региональной модели полей до момента начала

прогноза, поскольку возмущения от границы, ввиду малости прибрежной расчетной области, успевают за сутки пройти всю область. Кроме того, период времени в одни сутки, предваряющий начальный момент прогноза, был выбран оптимальным, исходя из требований ограниченности времени прогностического расчета, а также из результатов серии численных экспериментов, которые показали, что увеличение этого периода до 3-х суток незначительно влияло на распределение гидрофизических полей в начальный момент прогноза t_n.

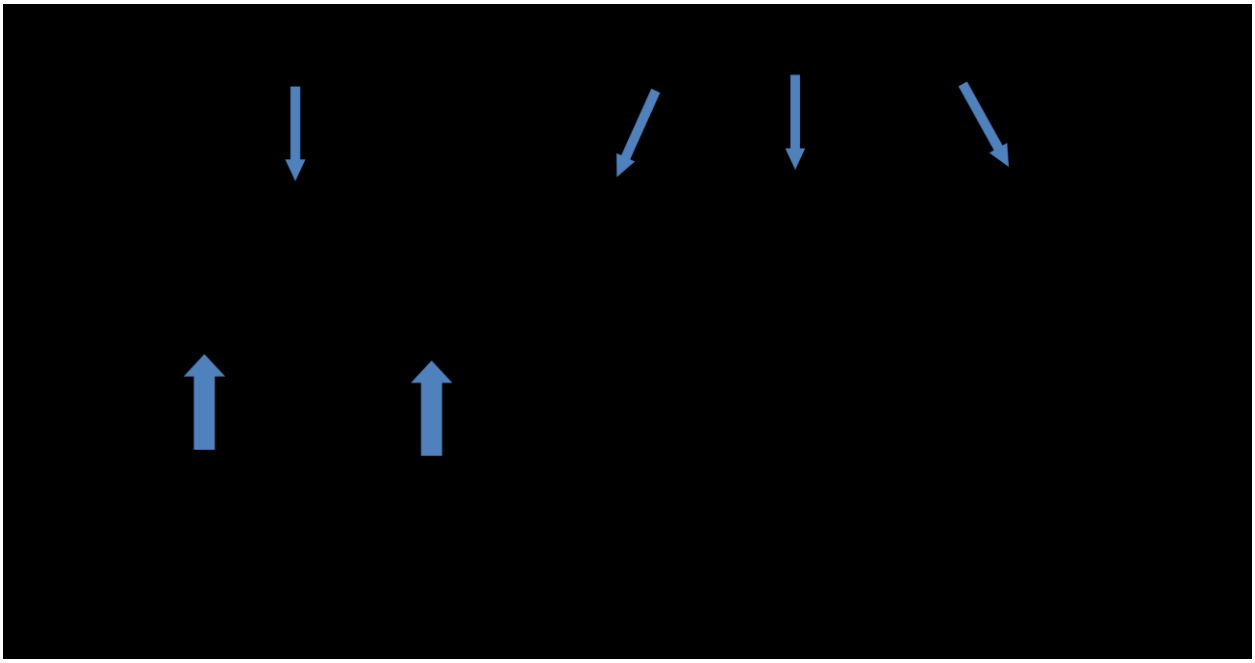


Рис. 4.3 Схема алгоритма расчета.

В течение расчета в региональную модель из глобальной модели с заданной дискретностью передавались данные для определения параметров на жидкой границе раздела в соответствии с процедурой описанной выше, а также с помощью билинейной интерполяции данные о напряжении ветра, потоках тепла, осадках и испарении на поверхности выбранной области. На каждый расчетный момент времени граничные значения получались путем линейного интерполирования с использованием соседних во времени значений. Дискретность передачи данных не

может, естественно, быть меньше расчетного шага по времени глобальной модели.

4.3. Результаты тестовых расчетов

С целью оценки эффективности применяемой технологии вложенных сеток, а также способности системы воспроизводить известные черты и особенности прибрежной циркуляции в Черном море, были проведены тестовые расчеты. Кратко опишем их результаты. Для задания атмосферного воздействия при проведении тестовых расчетов использовались данные реанализа Национальных Центров Предсказания Окружающей Среды (National Centers for Environmental Prediction – NCEP) и Национального Центра Изучения Атмосферы (National Center for Atmospheric Research – NCAR) [329] с 6-часовой дискретностью. С этой же дискретностью передавались данные из глобальной модели в региональные.

Расчеты проводились в летний сезон 2003 г., поскольку в летний сезон легче выбрать безоблачные ситуации над морем для сопоставления со спутниковыми данными.

Для Каламитского залива расчеты проводились на срок в четверо суток с 31.07 по 03.08. 2003. На рис. 4.4 приведена топография дна в расчетной области, а также показаны размеры крупномасштабной сетки глобальной модели и сетки региональной модели. Соотношение шагов по пространству в глобальной и региональной моделях составляло 1 : 8.

На рис. 4.5 приведено поле средней по глубине скорости течений на момент времени $t = 3$ часа, т.е. практически в начале расчета, и на последние сутки расчета в момент времени $t = 90$ часов. Видно, что в начале картина циркуляции довольно гладкая, что вызвано заданием начального поля, интерполированного с крупномасштабной сетки глобальной модели. Однако, к концу расчетного периода картина меняется: течения становятся интенсивнее, появляются мезомасштабные структуры, отсутствующие вначале расчета. Так, отчетливо выделяется относительно интенсивная струя у северного берега южнее оз. Донузлав;

меандрирующая, направленная на север, струя у западной границы области; циклонический вихрь у мыса Лукулл.

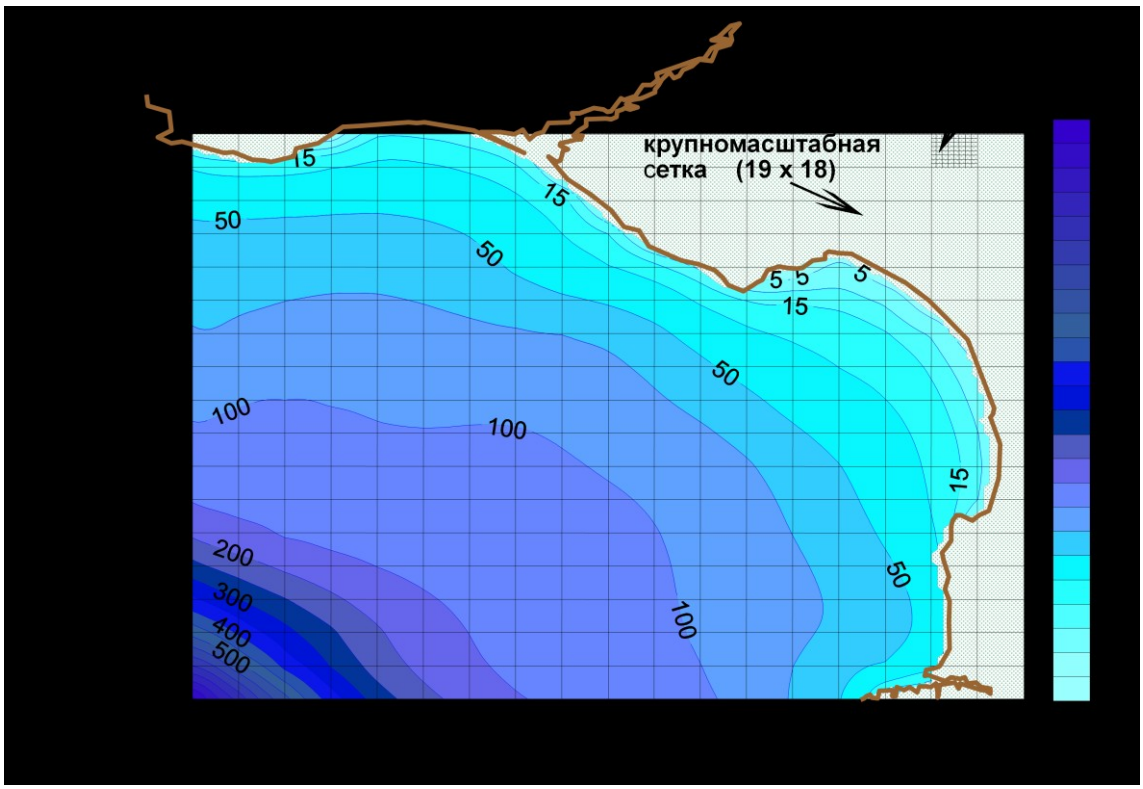
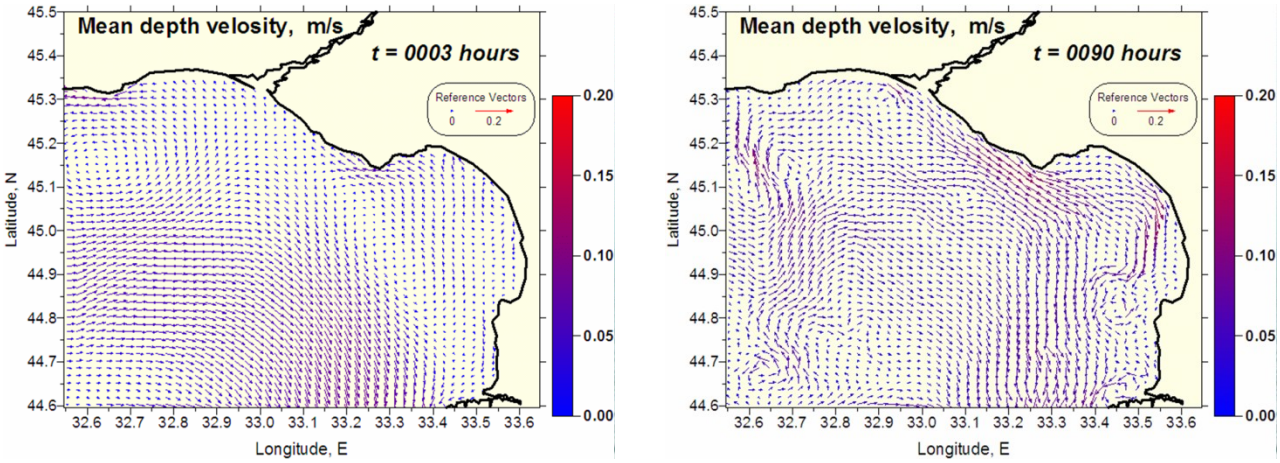


Рис. 4.4 Топография дна расчетной области Каламитского залива и размеры ячеек глобальной и региональной моделей. В скобках указано число узлов по горизонтали в области для соответствующей модели.

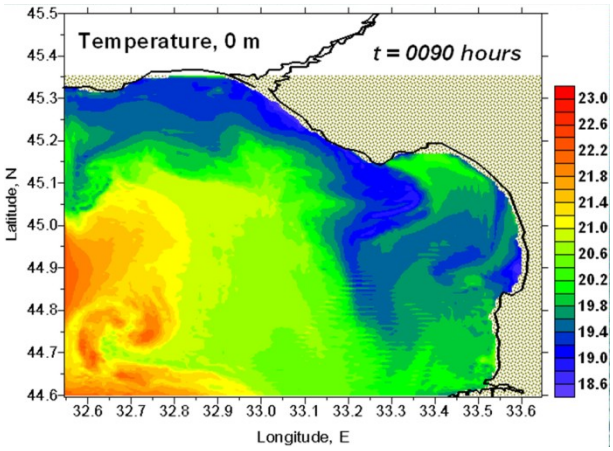


а) б)

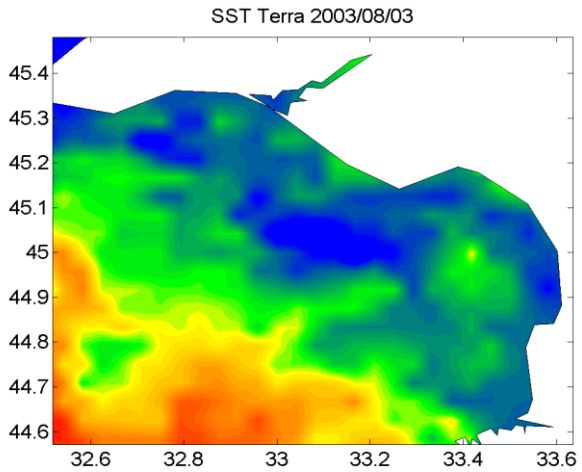
Рис. 4.5 Средняя по глубине скорость течений в м/сек на моменты времени $t = 3$ часа (а) и $t = 90$ часов (б) от начала расчета в 00 часов 31.07.2003 г.

Появление более мелкомасштабной изменчивости, механизмом формирования которой может являться бароклинная неустойчивость, при расчете по региональной модели по сравнению с глобальной моделью имеет место во всех гидрофизических полях.

На рис. 4.6 приведено распределение поверхностной температурыв Каламитском заливе, рассчитанное по модели и полученное со спутника “MODIS-Terra” на один и тот же момент времени. Видно достаточно хорошее соответствие обоих картин распределения: у северной берега располагаются относительно холодные воды, пришедшие из района северо-западного шельфа; на юго-западе области воды - теплые.



а)



б)

Рис. 4.6 Распределение температуры поверхности моря, рассчитанное по модели (а) и полученное со спутника “MODIS-Terra” (б). (спутниковый снимок температуры поверхности моря получен в отделе дистанционных методов исследования МГИ НАН Украины и любезно предоставлен Станичным С.В.)

Для модели циркуляции придунайской акватории у берегов Румынии соотношение шагов по пространству в глобальной и региональной моделях составляло 1 : 4. На рис. 4.7 приведена топография дна в расчетной области и показаны размеры сеток глобальной и региональной моделей. Расчет проводился

для периода с 17 по 22 июня 2003 г. На рис. 4.8 приведено поле средней по глубине скорости течений на момент времени t = 3 часа после начала расчета и t = 108 часов, то есть через четверо с лишним суток. Видно, что основные черты циркуляции в регионе на протяжении рассматриваемого промежутка времени сохраняются, в частности, в юго-восточной части располагается внешняя граница ОЧТ, к северо-западу от неё наблюдается противотечение. Однако, видно, что в начале расчета картина носит более сглаженный характер, а со временем появляются особенности, характеризующие изменчивость циркуляции на более мелких масштабах, чем можно было наблюдать в начале расчета. Так, фрагмент ОЧТ становится более

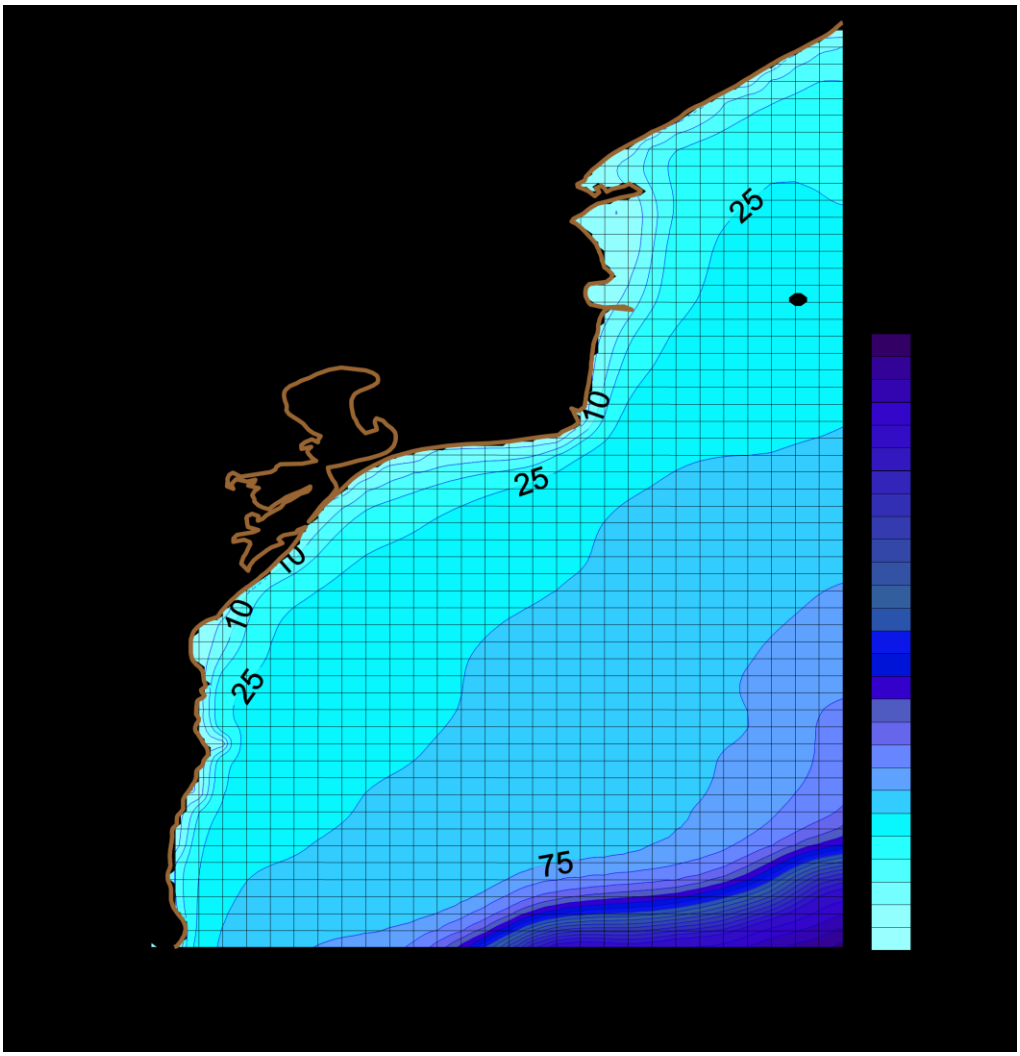
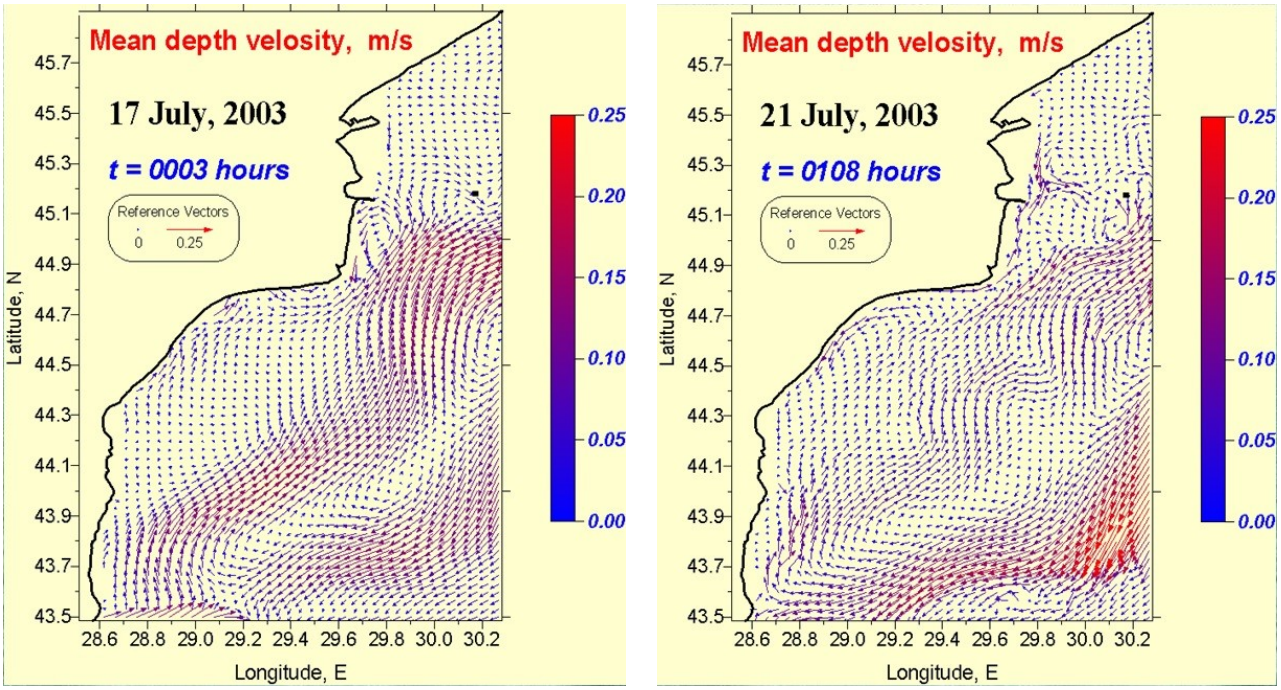


Рис. 4.7 Топография дна расчетной области у побережья Румынии и размеры ячеек глобальной и региональной моделей. В скобках указано число узлов по горизонтали в области для соответствующей модели.

интенсивным и узким, а противотечение, расположенное к северо-западу от него, сильно меандрирует. У самого румынского побережья течение меняет направление на противоположное, и там начинает формироваться циклонический вихрь, в районе же устья Дуная наблюдается антициклонический вихрь.



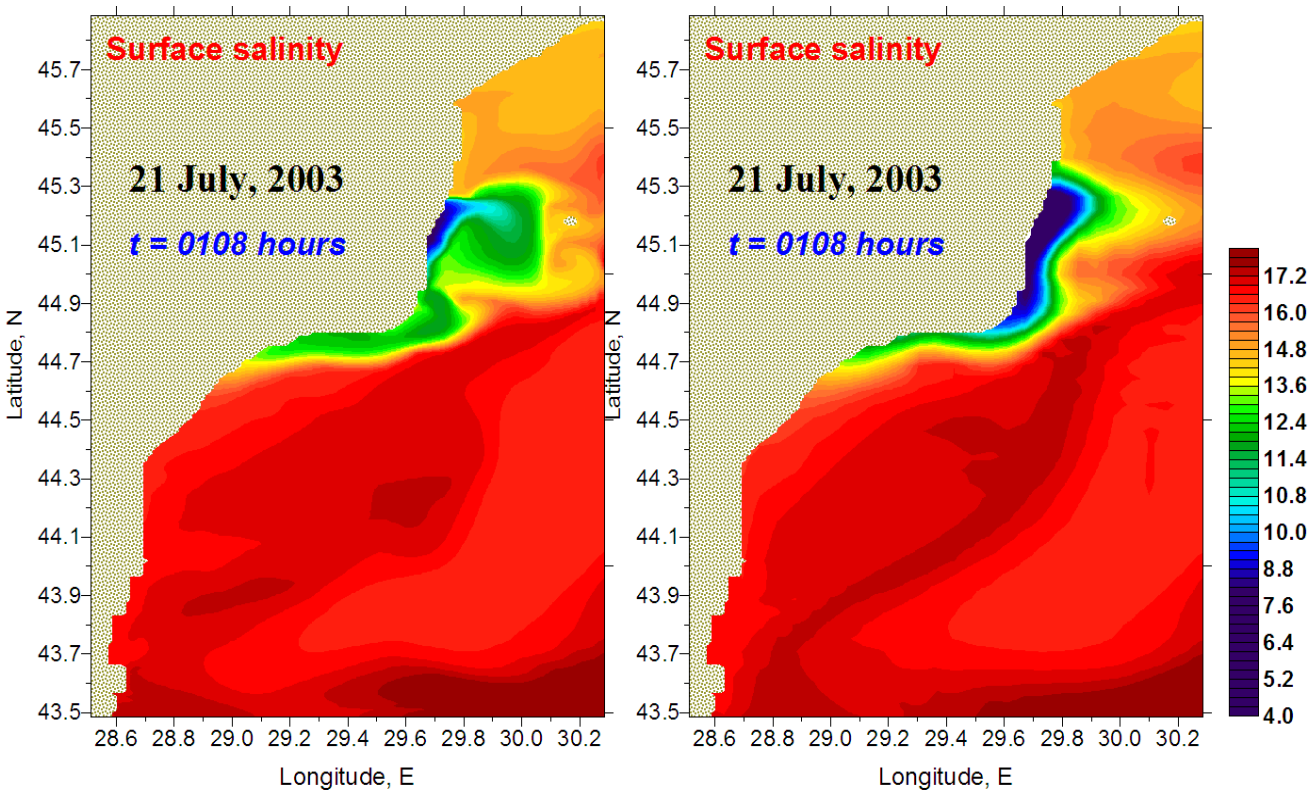
а) б)

Рис. 4.8 Средняя по глубине скорость течений в м/сек на моменты времени *t* = *3* часа (а) и *t* = *108* часов (б) от начала расчета в 00 часов 17.07.2003 г.

Поскольку мы используем вложенные сетки, то на каждый момент времени имеются карты распределения гидродинамических характеристик в выбранном прибрежном районе, полученные по глобальной и региональной моделям. Естественно, эти распределения отличаются друг от друга, но не только потому, что используются разные модели с различным физическим наполнением, но и потому, что региональная модель разрешает процессы на более мелких масштабах. На рис. 4.9-4.11 приведены поверхностные поля солености, температуры и скорости соответственно на четвертые сутки расчетного времени на сетке с высоким разрешением, полученное по региональной модели (а) и интерполированные на ту же сетку поля, полученные по глобальной модели на тот же момент времени (б). В поле солености (рис. 4.9) наиболее сильные отличия видны в районе устья Дуная,

где в региональной модели проявляется формирование грибовидного течения, чего нет в глобальной модели. Кроме того, пресные воды здесь распределяются в более мощном слое, поэтому соленость на поверхности в непосредственной близости от берега в региональной модели меньше.

Аналогичные отличия наблюдаются и в поле температуры (рис.4.10), однако здесь еще следует отметить, что имеются и существенные количественные расхождения: в региональной модели в центральной части акватории температура почти на 1 градус выше.



а) б)

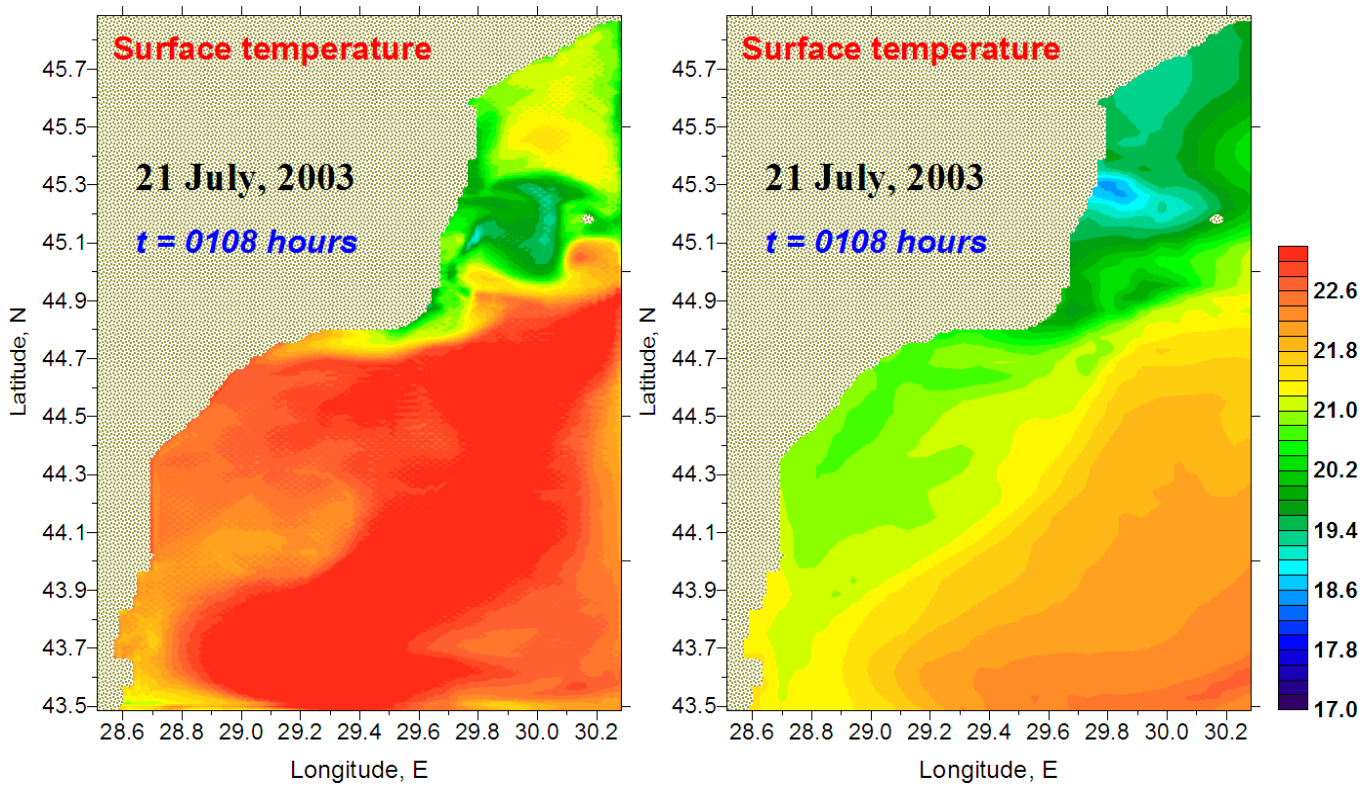
Рис. 4.9 Поле солености на поверхности моря на четвертые сутки расчетного времени на сетке с высоким разрешением, полученное по региональной модели (а) и интерполированное на ту же сетку поле, полученное на тот же момент времени по глобальной модели (б).

Поле поверхностной скорости (рис. 4.11) в глобальной модели, как и следовало ожидать, более гладкое. В региональной же модели имеет место меандрирование струи ОЧТ, в районе 44.50 с.ш. наблюдается циклоническое вихревое образование,

прибрежное течение более узкое, отчетливо виден антициклон в районе устья Дуная и течение юго-западного направления к северу от него. Очевидно, что отмеченные отличия не могу являться следствием ошибок интерполяции.

Для модели циркуляции в прибрежной области России соотношение шагов по пространству в глобальной и региональной моделях составляло 1 : 4. На рис. 4.12 приведена топография дна в расчетной области, расчет проведен для периода с 7 по 14 июня 2003 г.

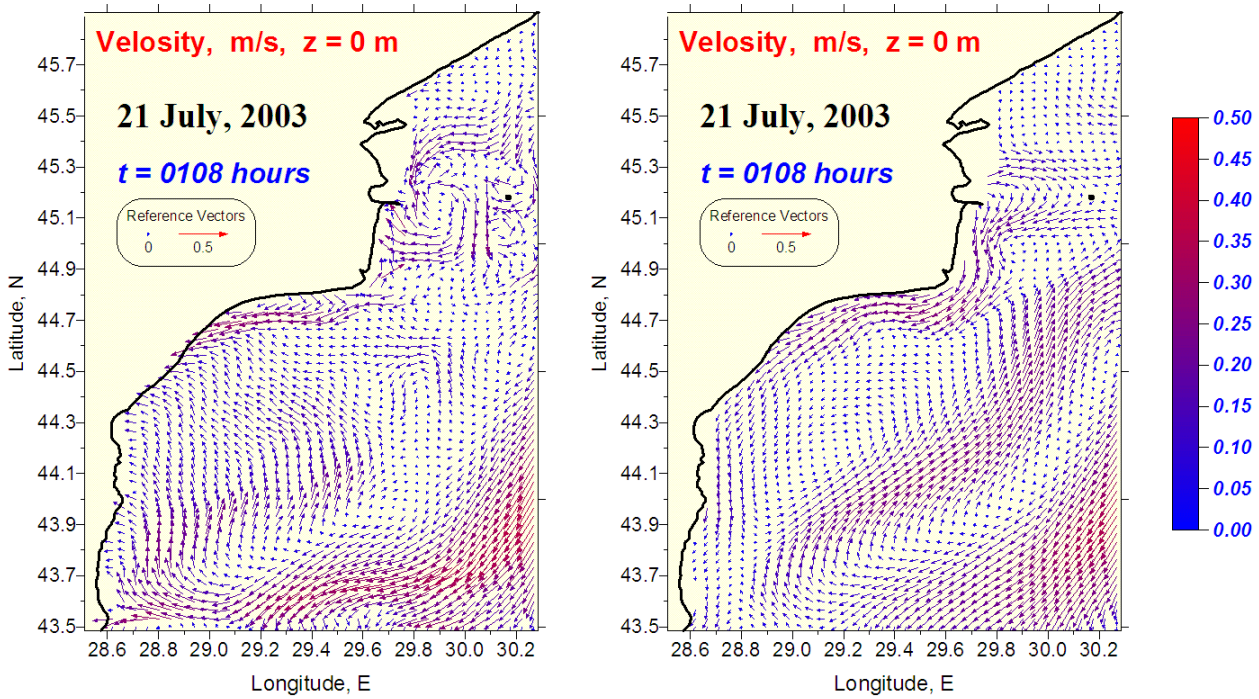
Результаты расчета показали картину течений, довольно сильно отличающуюся от общепринятых представлений. Как правило, даже при наличии интенсивных вихревых образований перенос у береговой кромки в этом районе моря осуществляется в северо-западном направлении [269]. Однако, в нашем случае на рис. 4.13 видно, что прибрежные течения направлены вдоль берега на юго-восток.



а) б)

Рис. 4.10 Поле температуры на поверхности моря на четвертые сутки расчетного времени на сетке с высоким разрешением, полученное по региональной модели (а) и интерполированное на ту же сетку поле, полученное на тот же момент времени по глобальной модели (б).

На рис. 4.14 приведено распределение температуры и солености на глубине 10 м, на рис.4.15 - на глубине 200 м, а на рис.4.16 – уровень моря на момент времени, соответствующий 14 июня, то есть на восьмые сутки после начала расчета. На всех рисунках отчетливо проявляется антициклонический вихрь в южной части акватории. В поле скорости на глубине 200 м, кроме этого вихря, наблюдается также наличие антициклонических вихрей более малых масштабов у северной границы и на юго-востоке области. В самом юго-восточном углу наблюдается циклоническое образование. На рис. 4.17 приведен спутниковый снимок температуры поверхности моря для рассматриваемого времени, полученный в отделе дистанционных методов



а) б)

Рис. 4.11 Поле скорости на поверхности моря на четвертые сутки расчетного времени на сетке с высоким разрешением, полученное по региональной модели (а) и интерполированное на ту же сетку поле, полученное на тот же момент времени по глобальной модели (б).

исследования МГИ НАН Украины и любезно предоставленный Станичным С.В. На снимке четко виден антициклонический вихрь, северная половина которого находится в пределах нашей области.

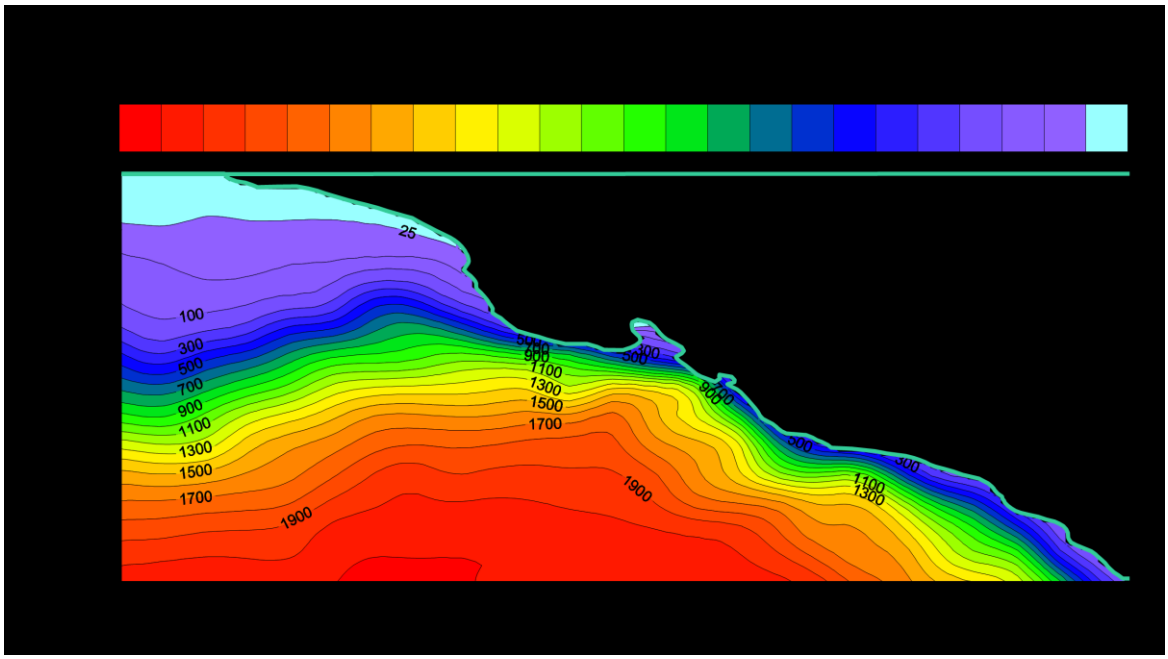


Рис. 4.12 Топография дна расчетной области у побережья России. В скобках указано число узлов по горизонтали в региональной модели.

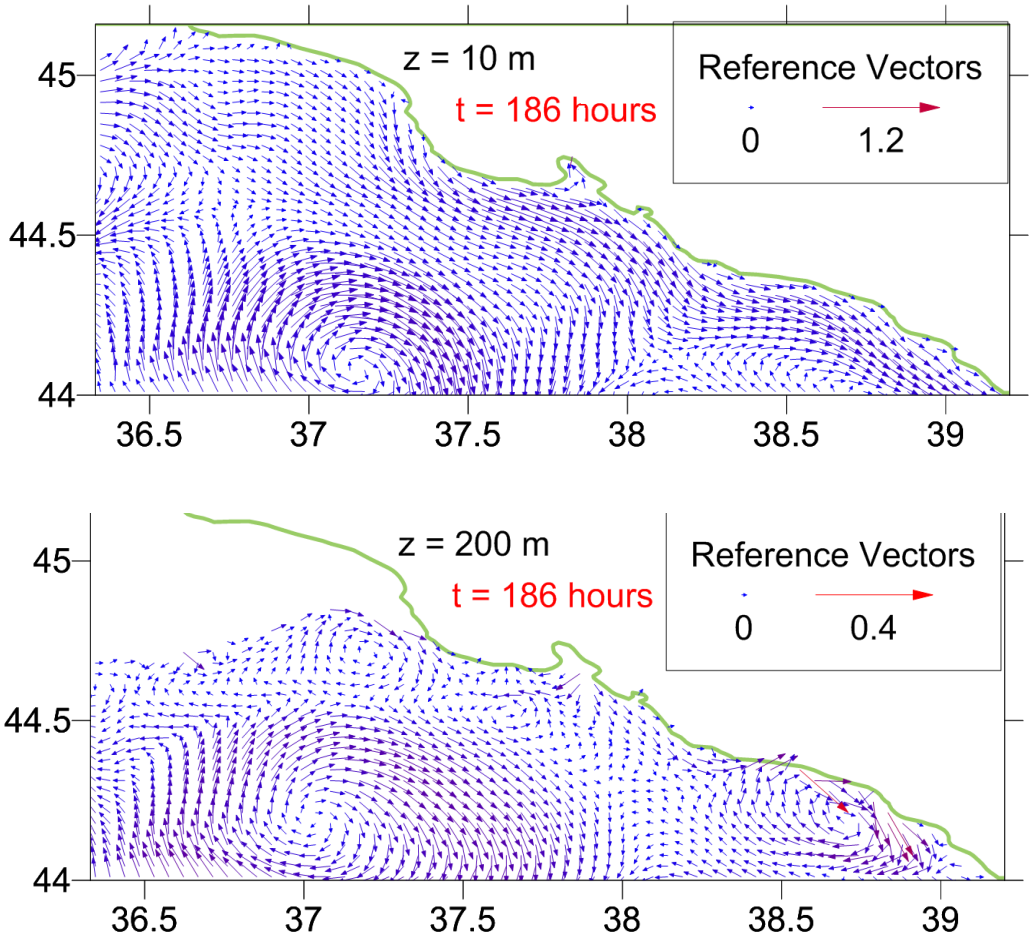


Рис. 4.13 Скорость (м/с) течений на глубине 10 м (вверху) и 200 м (внизу) на момент времени $t = 186$ от начала расчета.

Более того, к юго-востоку от него наблюдается грибовидное динамическое образование, ветви которого с противоположной завихренностью как раз попадают в юго-восточный угол рассматриваемой области. Следует отметить, что, просматривая непрерывную серию спутниковых снимков за весь расчетный период, можно отчетливо наблюдать вдольбереговой перенос, направленный на юго-восток.

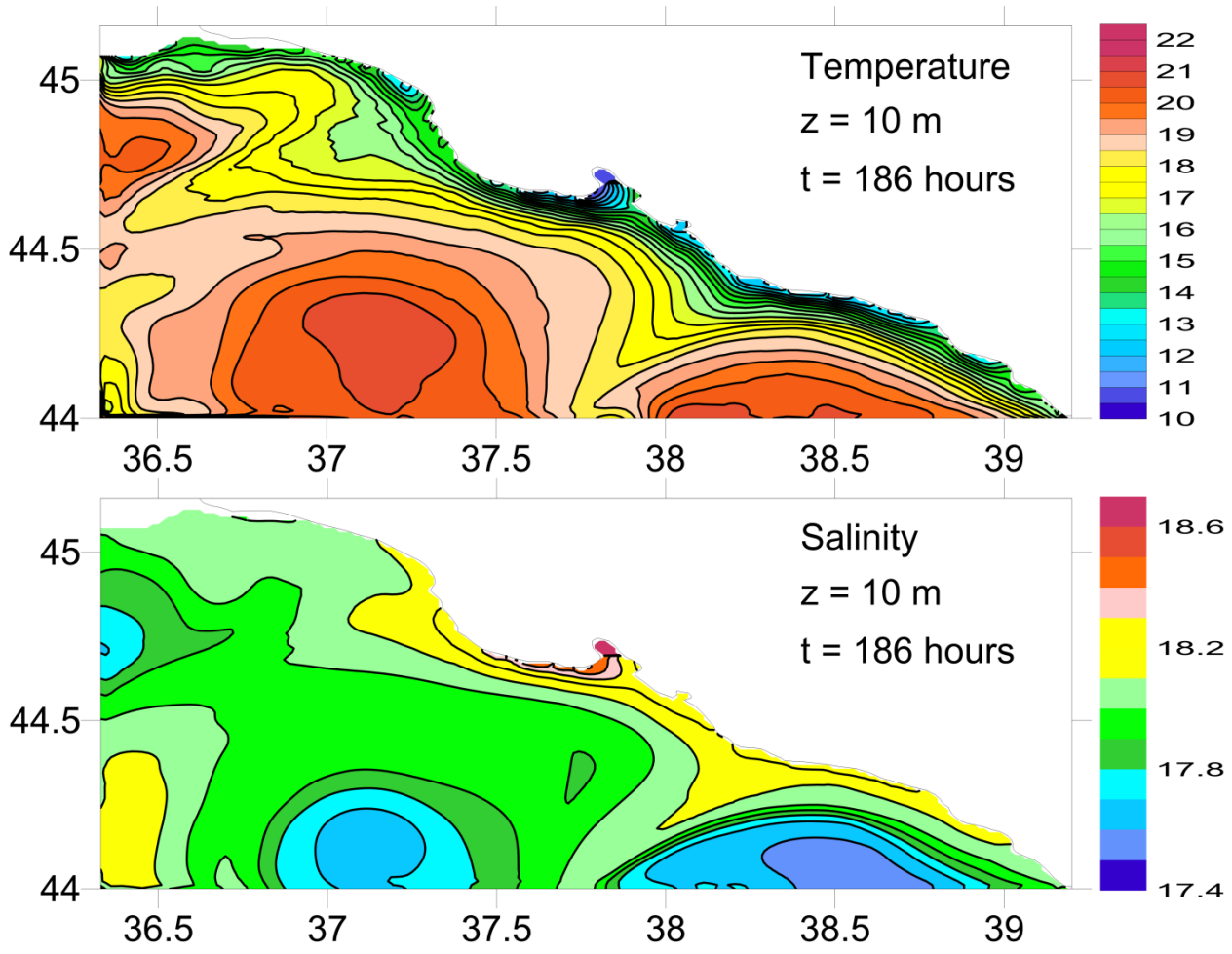


Рис. 4.14. Распределение температуры (вверху) и солености (внизу) на глубине 10 м на момент времени $t = 186$ от начала расчета.

4.4. Пилотный эксперимент

Описанные выше региональные модели были инсталлированы в организациях причерноморских стран [360]: модели 1 и 3 - в МГИ НАН Украины на разных компьютерах (см. табл.1) в Севастополе; модель 2 - в Национальном институте

морских исследований и развития им. Г.Антипа в Констанце, Румыния ; модель 4 - в Федеральном государственном бюджетном учреждении «Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова» в Москве; модель 5 - в Институте геофизики им. М.Нодиа в Тбилиси, Грузия; модель 6 - в Институте океанологии в г. Варна, Болгария. После проведения тестовых расчетов, отладки и настройки моделей с 22.07 по 27.07 2005 г. был проведен пилотный эксперимент по

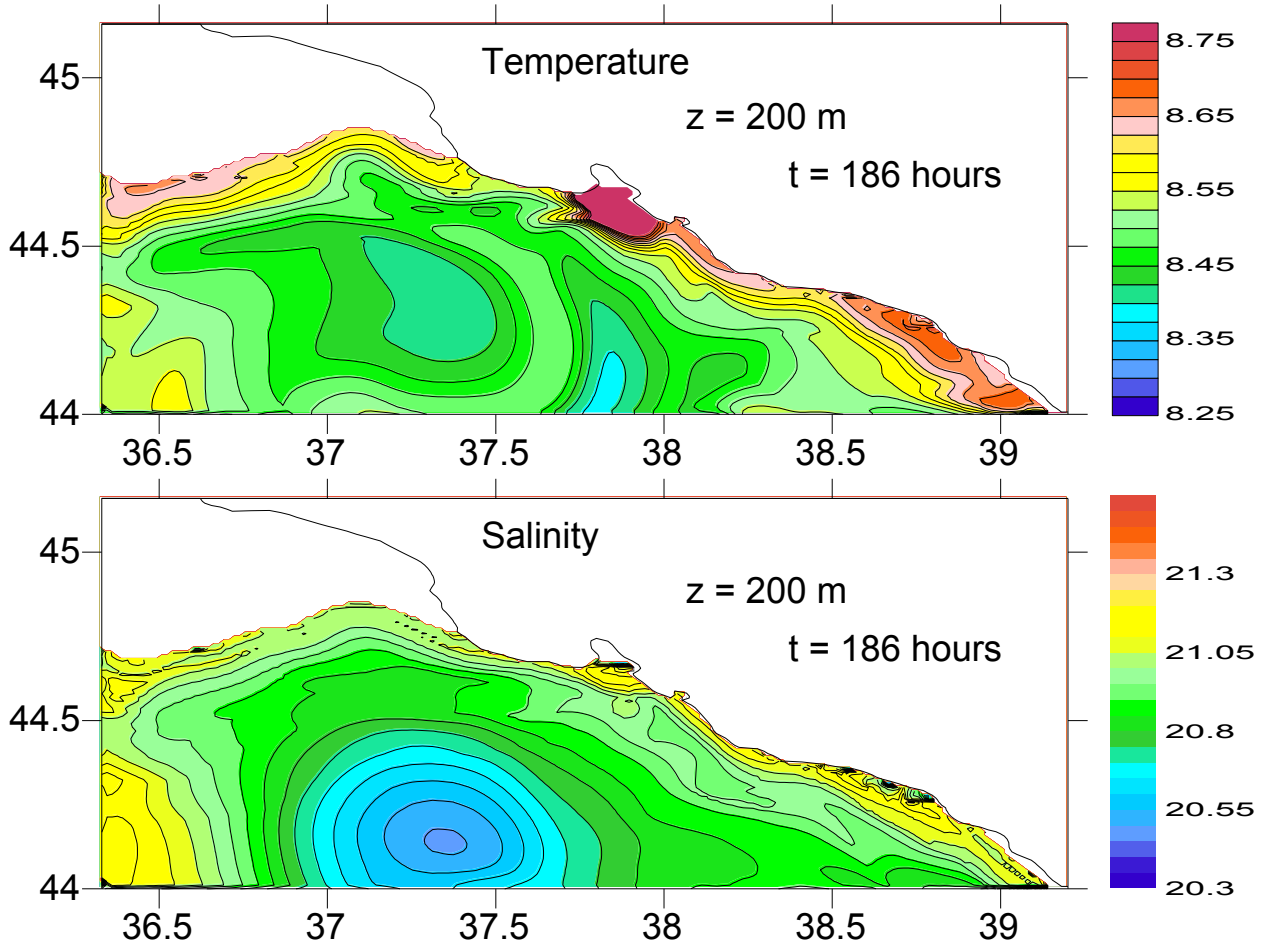


Рис. 4.15 Распределение температуры (вверху) и солености (внизу) на глубине 200 м на момент времени $t = 186$ от начала расчета.

оперативному функционированию системы морских прибрежных прогнозов [358,359]. При задании атмосферного воздействия использовались с дискретностью 2 часа данные региональной атмосферной модели ALADIN Национальной метеорологической администрации Румынии [259,423]. Необходимая информация из глобальной модели поступала в каждую прибрежную модель с такой же дискретностью.

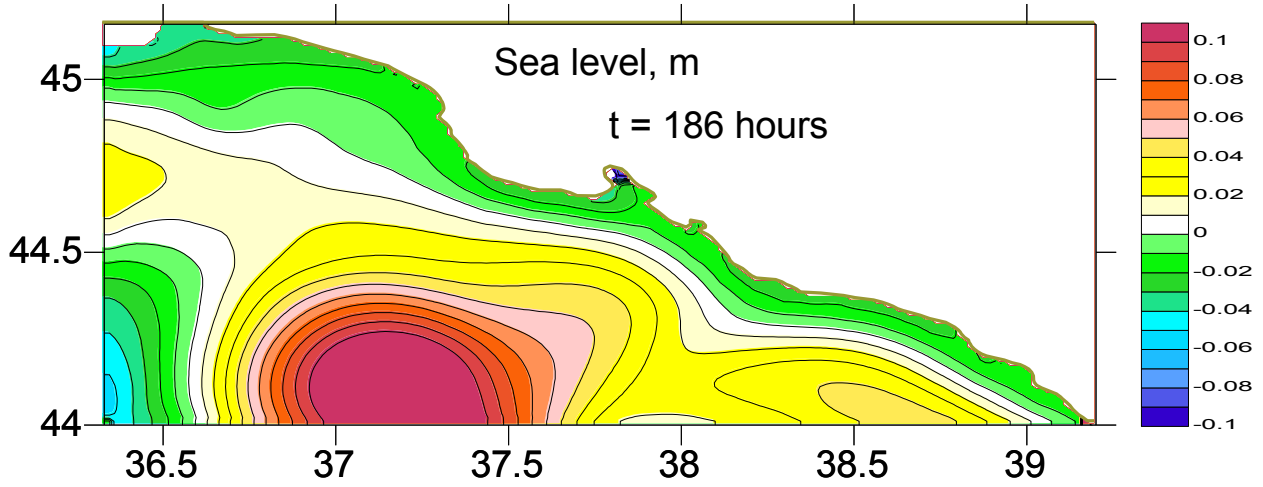


Рис.4.16 Уровень моря (м) на момент времени *t = 186* от начала расчета.

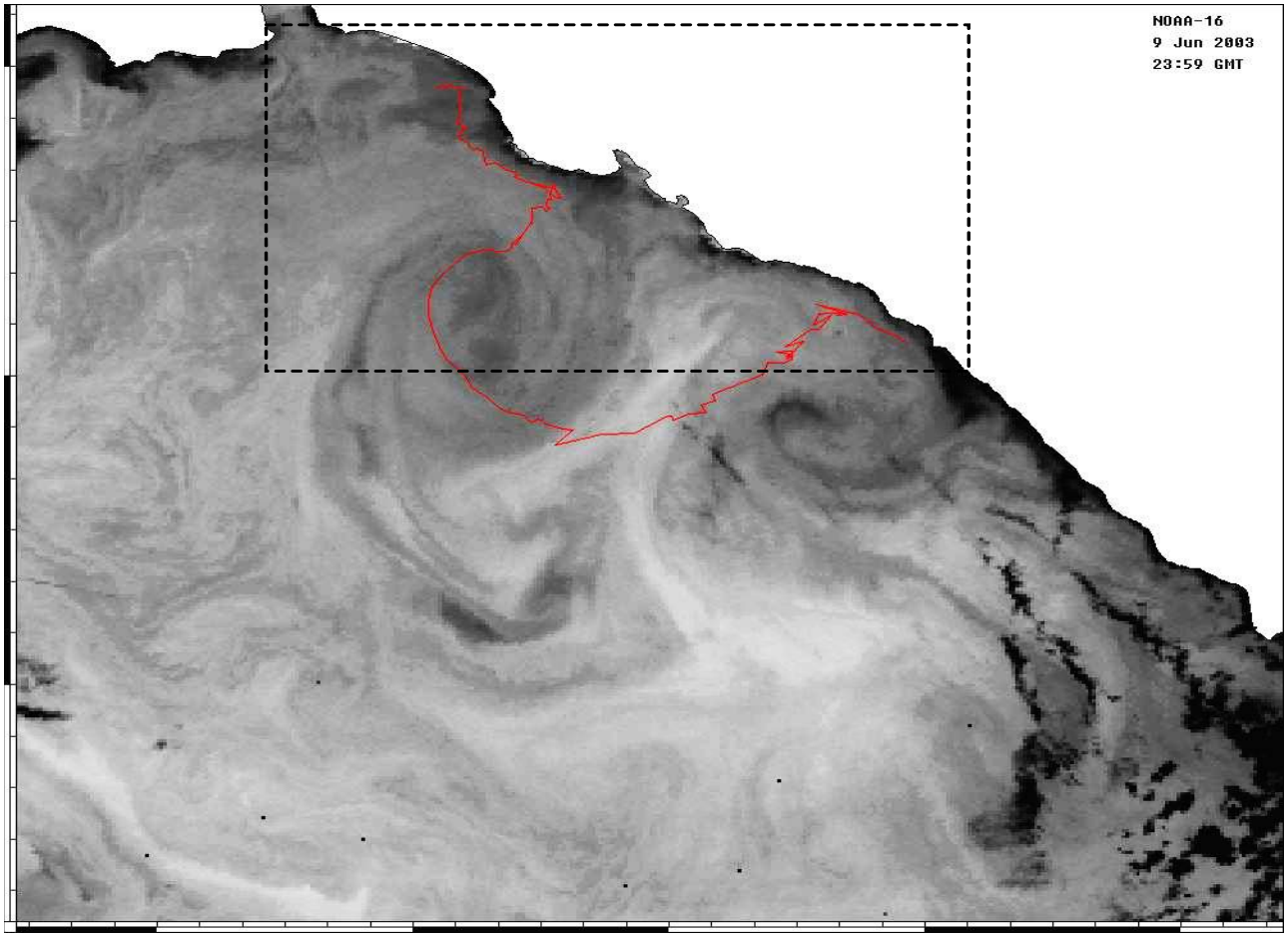


Рис. 4.17 Снимок температуры поверхности моря, полученный 9 июня 2003 г. со спутника NOAA-16. Прямоугольником отмечена область расчета.

Схема функционирования пилотной системы прогнозов приведена на рис. 4.18. Ежедневно в течение эксперимента впервые для региона Черного моря в интернете на специальный веб-сайт *www.arena.mhi.net.ua* выставлялся двухдневный прогноз метеорологических и гидрологических параметров как для всего бассейна, так и для 6 прибрежных районов моря. На рис. 4.19 приведен пример такого веб-сайта.

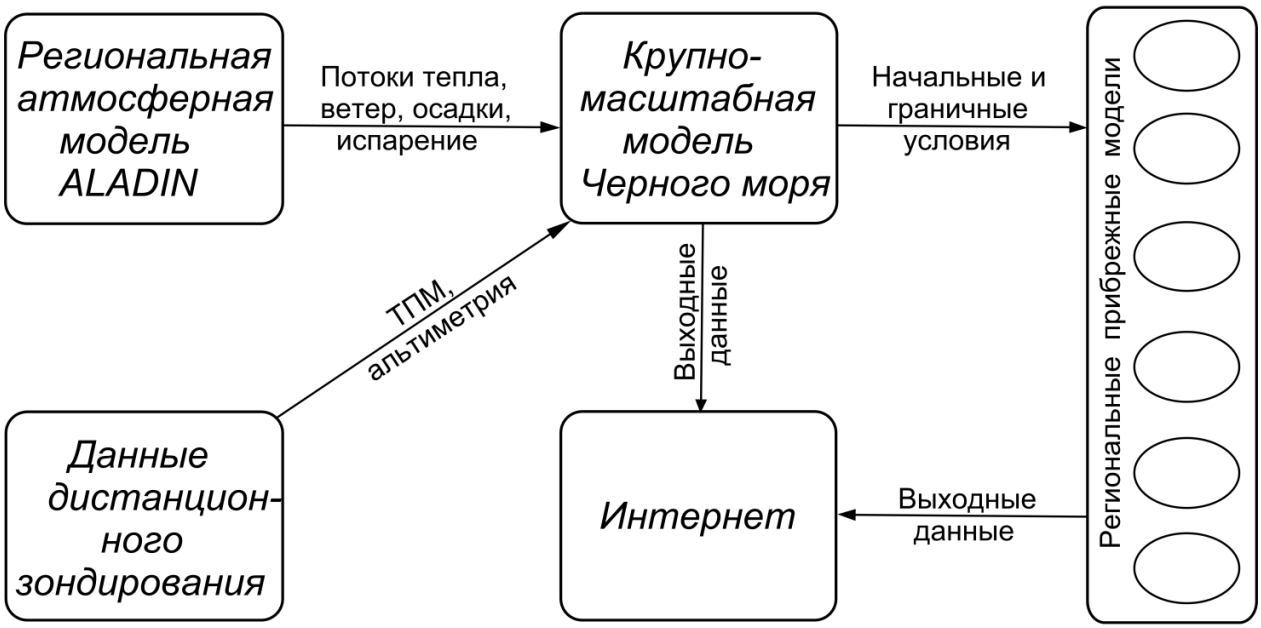


Рис. 4.18 Схема функционирования пилотной системы прогнозов.

Проведенный эксперимент продемонстрировал возможность функционирования разработанной системы прибрежных прогнозов в оперативном режиме и получил высокую оценку со стороны Управляющего Комитета проекта «Глобальная океаническая наблюдательная система Черного моря» (ГОНСЧМ) - Black Sea GOOS и Черноморского регионального Комитета Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО (BSRC IOC UNESCO) [314]. Результаты расчетов показали удовлетворительное соответствие с данными дистанционного зондирования и выявили, что, несмотря на то, что в рассматриваемых прибрежных областях имеет место внутренняя изменчивость, из-за их относительно малых

размеров эта изменчивость испытывает через открытые границы сильное влияние внешней акватории моря.

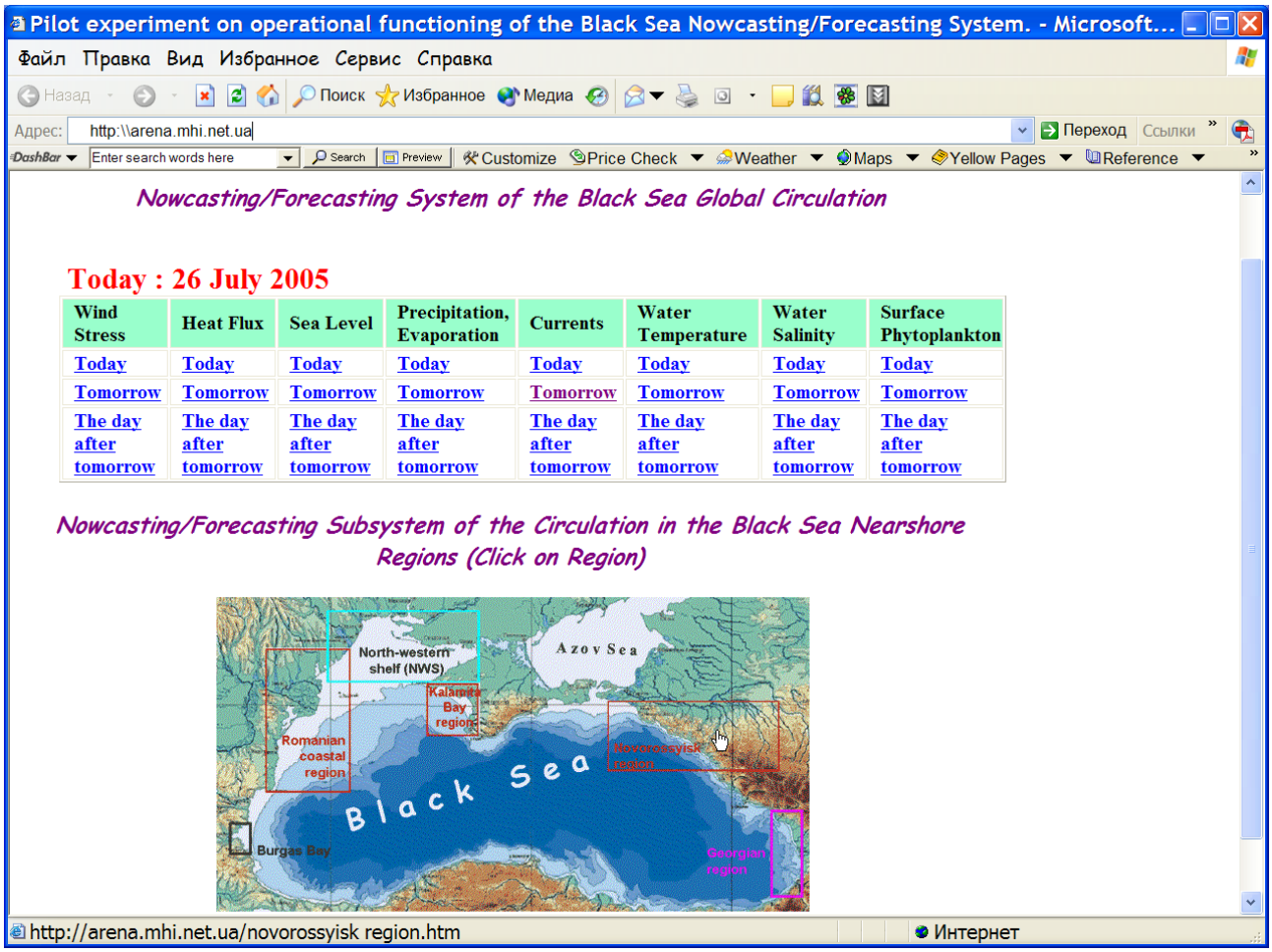


Рис. 4.19 Пример веб-сайта, на котором выставлялась информация о двухдневном прогнозе состояния всего Черного моря и шести прибрежных регионов во время пилотного эксперимента.

4.5. Дальнейшее развитие Черноморской оперативной системы морских прибрежных прогнозов

Дальнейшее развитие Черноморская оперативная система морских прибрежных прогнозов получила в рамках Европейских программ FP6 “European COastal-shelf sea OPerational observing and forecasting system” (ECOOP), направленной на создание

систем прибрежных морских прогнозов в окружающих Европу морях, и FP7 “MyOcean” [243,247,342,345,347,349,365]. Эклектичный дизайн Черноморской системы, состоящий из набора разнородных моделей (рис. 4.1, табл. 4.1), создавал некоторые сложности при подготовке необходимых данных, анализе и сопоставлении результатов расчета. Поэтому дальнейшее развитие система получила, прежде всего, в направлении унификации используемых прибрежных моделей. В качестве базовой модели была выбрана модель в σ-координатах, которая применялась для районов 2,3 и 4 (рис. 4.1, табл. 4.1) и которая описана в разделе 3. Была также модифицирована конфигурация расчетных прибрежных областей. Число этих областей уменьшилось, однако суммарная площадь покрытия акватории увеличилась. На рис. 4.20 приведена карта Черного моря с указанием расчетных областей и числа узлов по горизонтали для каждой области. Выбранные районы испытывают большую антропогенную нагрузку и являются потенциально опасными с точки зрения загрязнения окружающей среды: акватория у входа в пролив Босфор и у побережья Болгарии (область ***BT*** на карте) с интенсивным судоходством и 3-мя крупнейшими портами - Стамбул, Варна, Бургас; акватория на северо-западном шельфе и у побережья Румынии (область ***Ro***), где происходит основное поступление речных распресненных вод в море, и также находятся крупные морские порты - Констанца, Одесса, Ильичевск; акватория у западного, южного и восточного побережья Крыма (область ***Cr***), где расположены важные рекреационные объекты и большие порты - Евпатория, Севастополь, Ялта, Феодосия, Керчь; акватория у черноморского побережья России (область ***Ru***) также с важными рекреационными объектами и крупнейшим портом в Новороссийске; акватория у побережья Грузии (область ***Ge***) с большими портами - Поти и Батуми.

Были также унифицированы шаг по горизонтали и число расчетных уровней по вертикали. Для всех моделей шаг по горизонтали равнялся 1/5 шага глобальной модели, т.е. около 1 км. По вертикали использовалось 18 σ-уровней, а именно: 0, -0.004, -0.009, -0.013, -0.022, -0.034, -0.046, -0.058, -0.079, -0.110, -0.171, -0.268, -0.366, -0.463, -0.561, -0.780, -0.902, -1.

На открытых жидких границах использовались краевые условия (4.1)-(4.4) с коррекцией согласно формуле (4.6).

Функционирование системы. Крупномасштабная модель, лежащая в основе системы диагноза и прогноза состояния всего бассейна Черного моря, обеспечивает необходимыми данными для задания начальных и граничных условий все 5 прибрежных локальных моделей. Глобальная модель использует данные региональной атмосферной модели ALADIN Метеорологической Администрации Румынии (NMA) в качестве атмосферного воздействия и ассимилирует спутниковую поверхностную температуру, климатические профили температуры и солености, а также спутниковые альтиметрические данные [9, 342]. Региональные прибрежные модели стартуют в океанографических организациях причерноморских стран, указанных в подразделе 4.1.3.

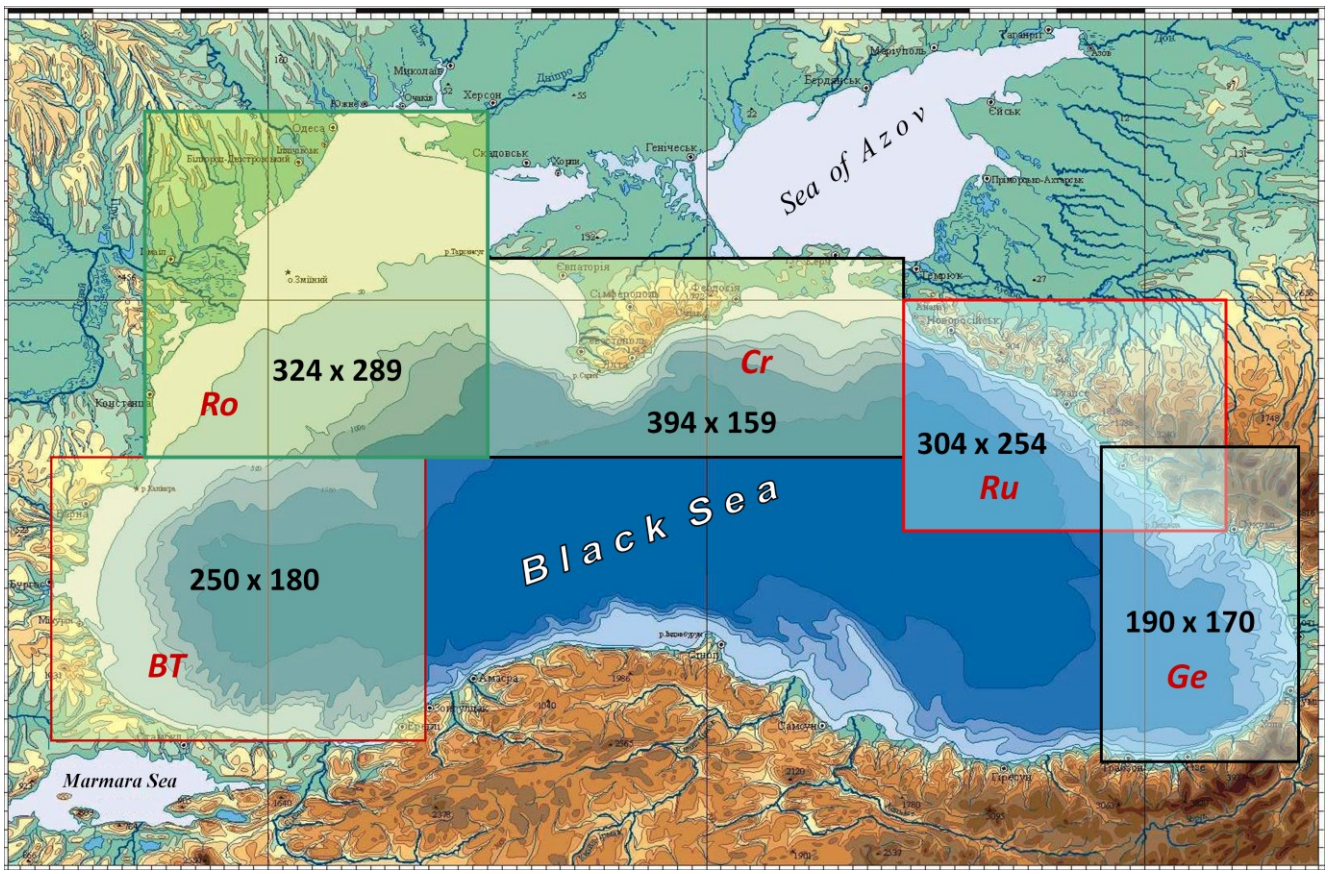


Рис. 4.20 Расчетные области региональных прибрежных моделей с указанием числа узлов по горизонтали. Красными буквами показаны условные обозначения областей.

Следует отметить, что для акватории у побережья Грузии по желанию грузинских океанографов в оперативном режиме в системе была оставлена модель в z-координатах [341], использовавшаяся в предыдущей версии (см. подраздел 4.1.1) системы прибрежных прогнозов. Однако, региональная прибрежная модель в σ-координатах для области ***Ge*** (рис. 4.20) была дополнительно инсталлирована на сервере МГИ и могла быть запущена в случае необходимости, например, в случае сбоев в системе интернет-связи.

Для специалистов-океанографов из стран, в которых были инсталлированы прибрежные модели, были проведены специальные тренинги по эксплуатации моделей. Занятия во время тренингов включали: подготовку начальных и граничных данных, в том числе атмосферное воздействие; задание необходимых параметров модели; запуск модели в различных режимах; инсталляцию программного обеспечения для обработки, анализа и визуализации результатов расчетов. Более подробно система тренингов описана в следующем разделе.

Глобальный прогноз, как правило, был готов к 11-00 часам каждого дня по среднеевропейскому времени. Затем данные атмосферного воздействия, начальные и граничные условия автоматически подготавливались для каждой прибрежной области и выгружались на FTP-сервер МГИ. Начальные данные соответствовали моменту времени за сутки до текущего времени, атмосферное воздействие и граничные данные с 3-х часовым интервалом покрывали срок в 4 дня, включая день диагноза за сутки до текущего момента времени. Региональные операторы обеспечивали выгрузку этих данных и запуск своих прибрежных моделей, осуществляя однодневный диагноз и трехдневный прогноз трехмерных полей температуры, солености и скорости течений в соответствии с алгоритмом, приведенным на рис. 4.3. Результаты прогноза накапливались на OPenDAP (Open-source Project for a Network Data Access Protocol) сервере Института морских наук в Эрдемли, Турция, и передавались на сервер EuroMISS (EUROpean Marine Information System of Systems) проекта ECOOP [355,365]. Пользователи имели свободный доступ к результатам прогноза на веб-сайте проекта [290,347], пример

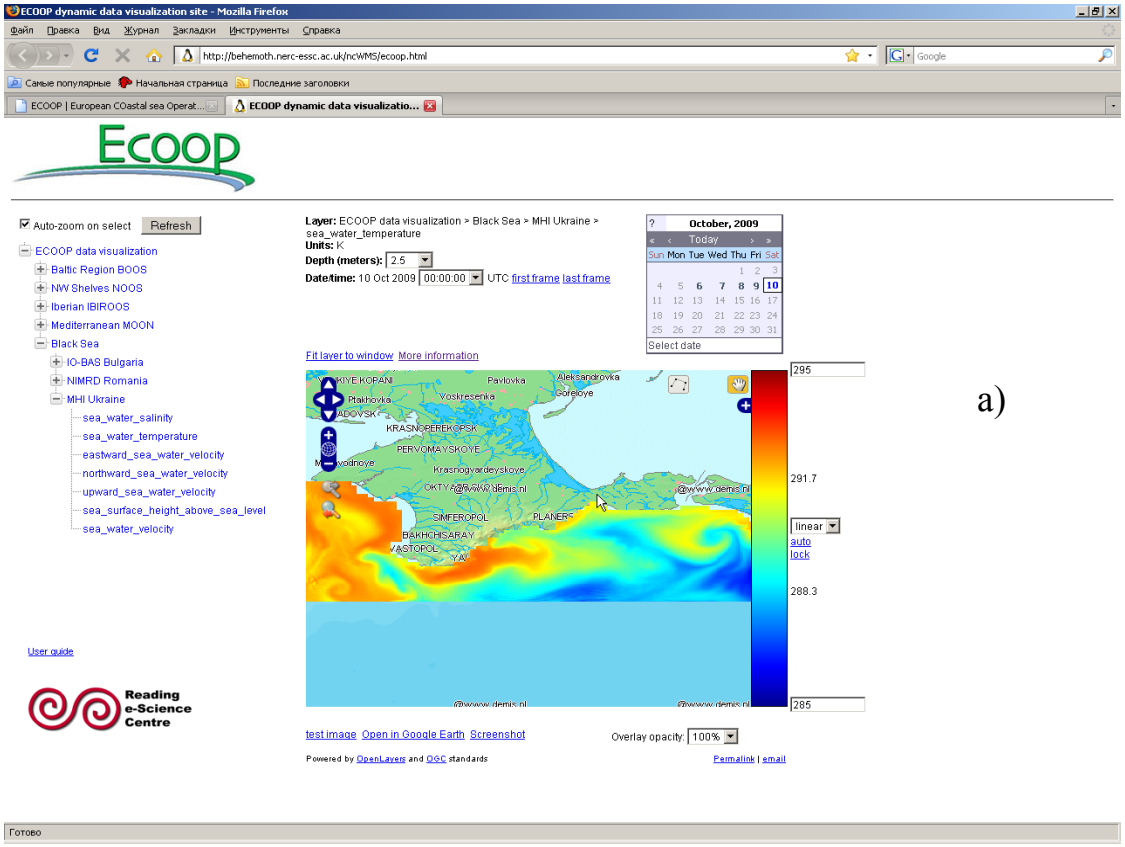
страницы веб-сайта приведен на рис. 4.21 , при этом программные средства EuroMISS позволяли построить распределение параметра на заданной глубине или разрезе, а также создать анимацию. Для локальной модели у российского побережья результаты выставлялись на веб-сайт Государственного океанографического института [296], пример страницы приведен на рис. 4.22.

В режиме реального времени Черноморская система морских прибрежных прогнозов начала функционировать с начала 2009 г. [102,349], схема информационных потоков системы приведена на рис. 4.23.

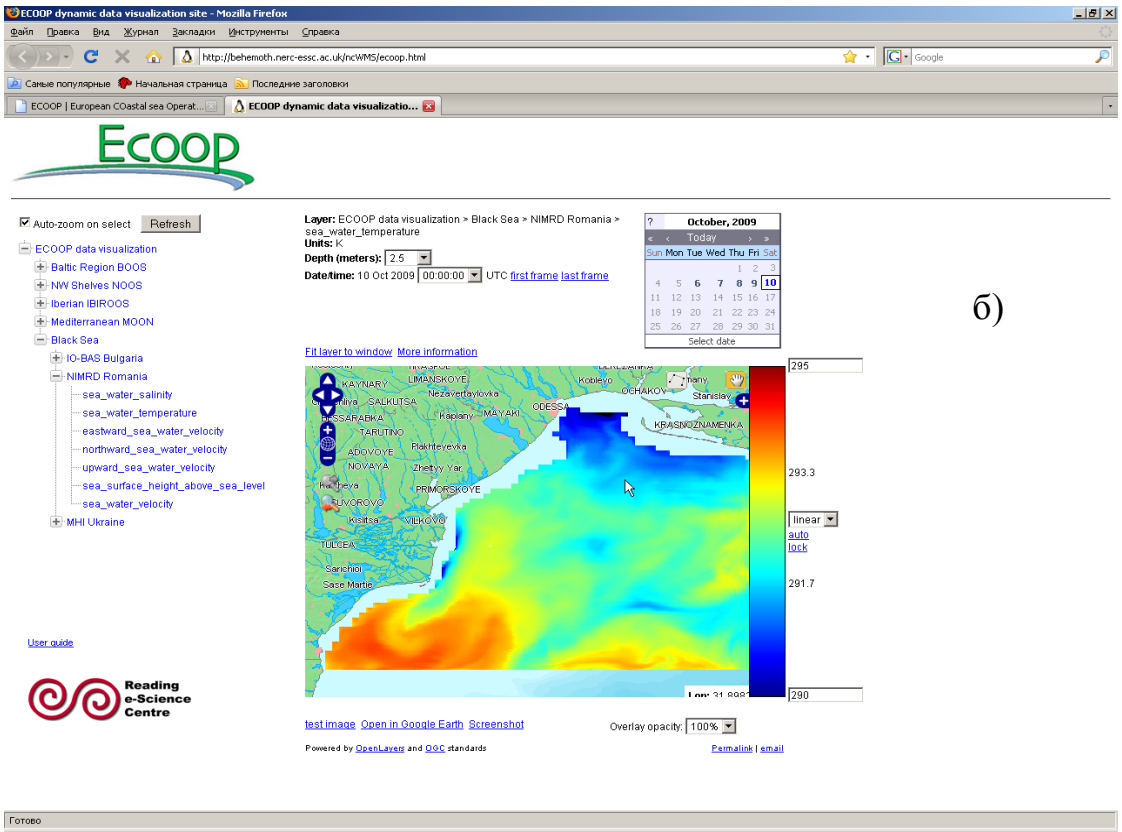
4.5.1. Примеры расчетов и валидации продуктов системы

На рис. 4.24 представлено распределение температуры и солености в юго-западной части бассейна Черного моря, в области ***BT,*** в конце третьего дня прогноза, начало расчета 25.02.2008. Хорошо виден перенос Основным Черноморским течением теплых вод вдоль берега (на карте солености - граница между красным и желтым цветом). Ближе к береговой черте располагаются холодные и низкосоленые воды, связанные со стоком Дуная, которые часто наблюдаются на спутниковых инфракрасных снимках в зимнее время [433].

На рис. 4.25 представлены результаты трехдневного прогноза температуры и солености в области ***Ro***, начало расчета 24.02.2008. На карте температуры наблюдается формирование холодных вод у северной границы области, близ устья Дуная начинает формироваться антициклонический вихрь. У правой кромки вихря более холодные воды распространяются на юго-запад, а более теплые воды переносятся на северо-восток. Распресненные Дунаем воды движутся вдоль берега на юго-запад. Вдоль всего побережья наблюдается сложная картина перемешивания теплых и холодных вод посредством интрузии.



а)



б)

ис. 4.21 Пример страниц веб-сайта проекта ECOOP [290], на котором выставлялись результаты прибрежных морских прогнозов: а - область ***Cr***; б - область ***Ro***.

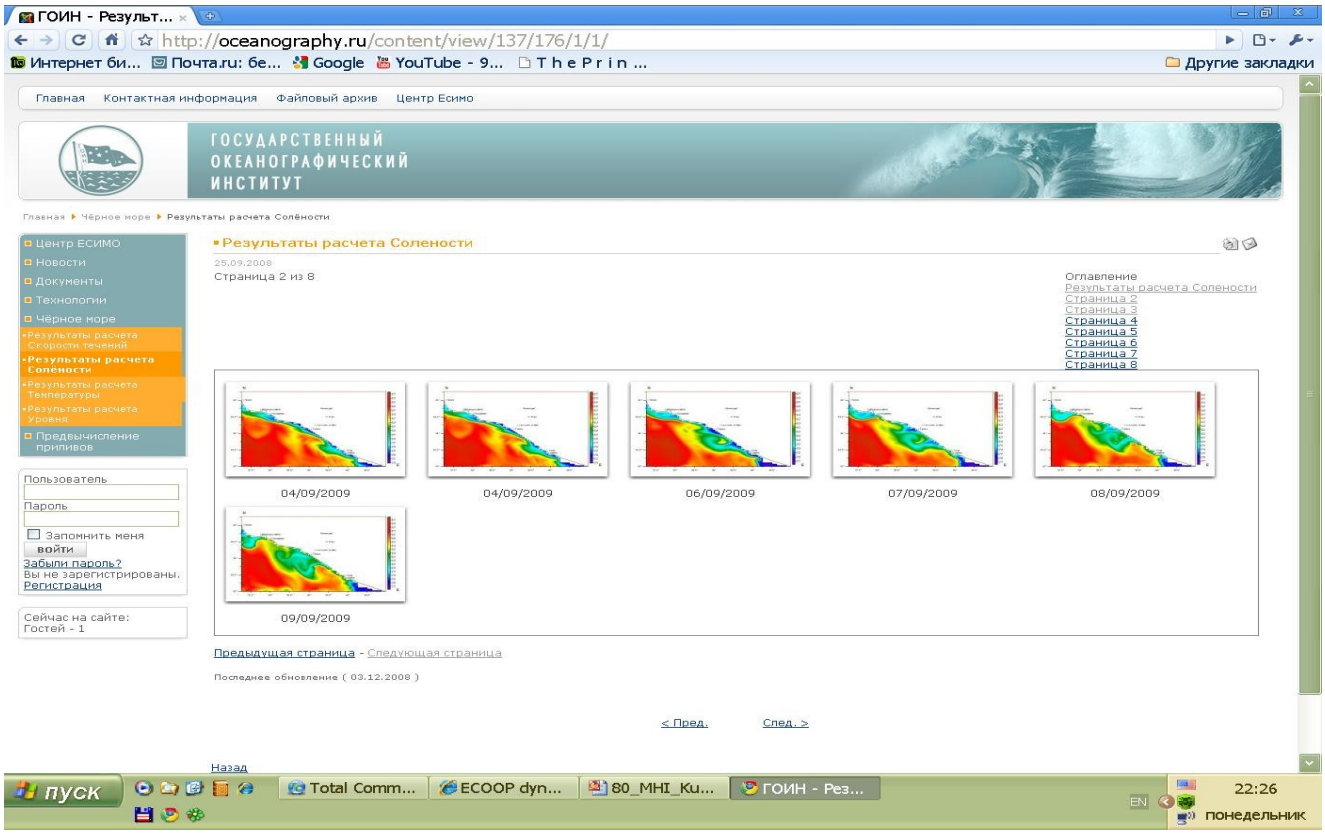


Рис. 4.22 Пример страницы веб-сайта Государственного океанографического института [296] на котором выставлялись результаты морских прогнозов в прибрежной области России.

На рис. 4.26, где представлен прогноз температуры в области ***Cr***, можно видеть перенос теплых вод к берегам Крыма Основным черноморским течением. Видно, что относительно холодные воды располагаются к югу от струи ОЧТ и на северо-востоке области близ Керченского пролива. Перенос Основным Черноморским течением теплых вод к Крымскому побережью имеет большое значение для региона. Благодаря ему здесь поддерживаются мягкие зимы и субтропический климат вдоль Южного берега Крыма. Можно также видеть, что распространение теплых вод носит перемежающий характер. Следовательно, расчеты по региональной прибрежной модели с высоким разрешением позволят исследовать модуляцию локального климата теплыми и холодными массами вод, переносимыми ОЧТ.

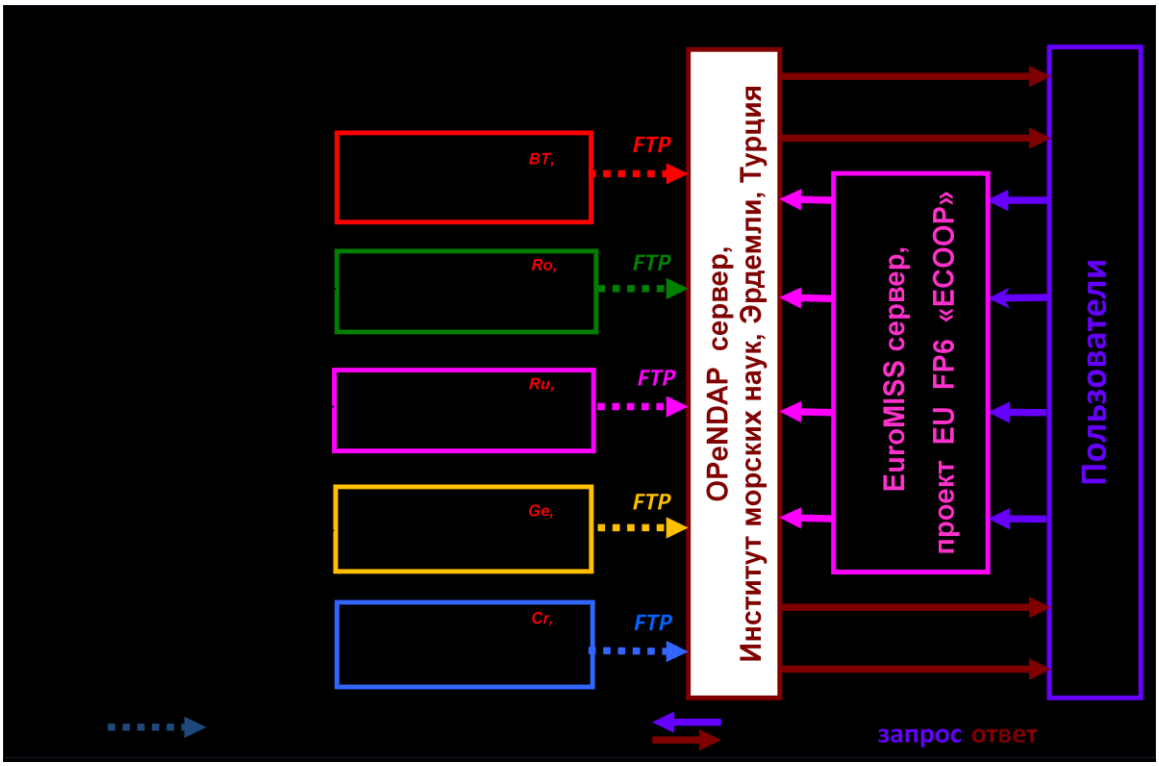


Рис. 4.23 Схема информационных потоков Черноморской системы морских прибрежных прогнозов.

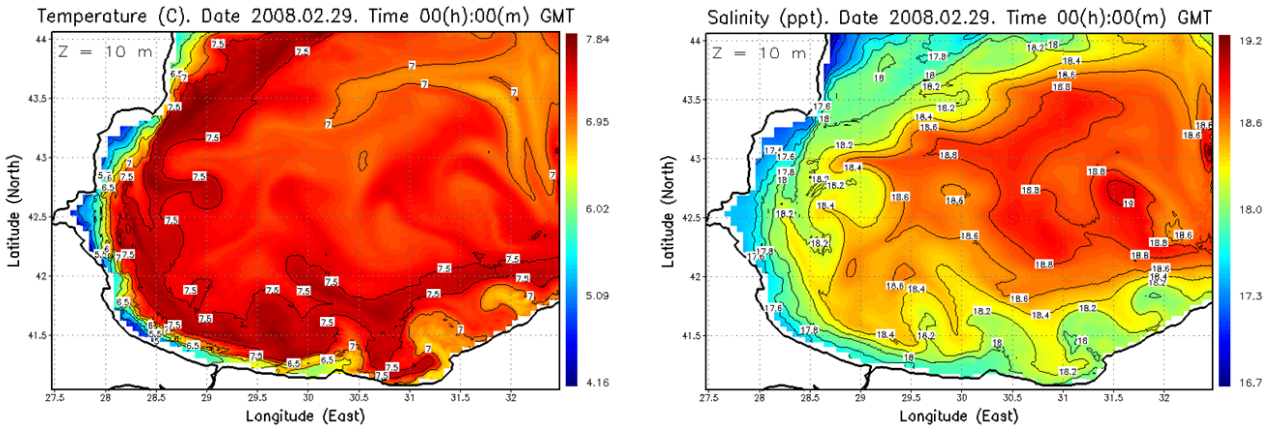


Рис.4.24 Температура (слева) и соленость (справа) на глубине 10 м в области ***BT*** в конце трехдневного срока прогноза 29.02.2009 г.

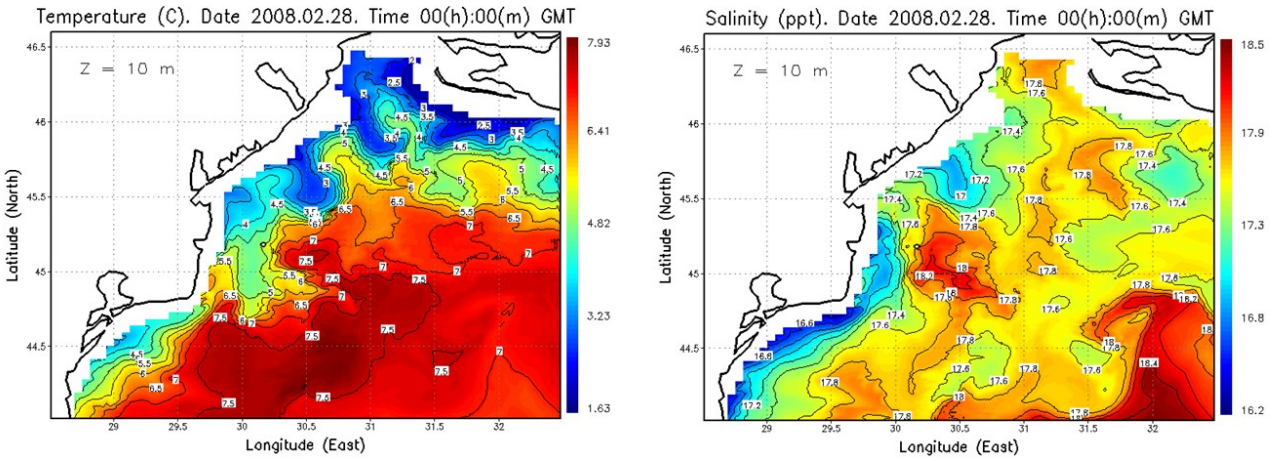


Рис.4.25 Температура (слева) и соленость (справа) на глубине 10 м в области ***Ro*** в конце трехдневного срока прогноза 28.02.2009 г.

Важной составной частью любой прогностической системы является проведение валидации полученных результатов расчета. Валидация продуктов систем прибрежных прогнозов также являлась существенной частью проекта ECOOP, поэтому, наряду с системой прогнозов, в рамках проекта были разработаны прототип системы валидации, представляющей собой комплекс программ по статистической обработке и сопоставлению модельных и измеренных данных, и соответствующая база данных. [100,342,355]. Эта система вместе с базой данных призваны отслеживать качество прогностических продуктов и вырабатывать рекомендации по его улучшению.

В режиме реального времени валидация выполнялась посредством сопоставления результатов моделирования с полями поверхностной температуры, полученной по спутниковым данным NOAA AVHRR (National Oceanic and Atmospheric Administration Advanced Very High Resolution Radiometer). Спутниковые изображения в инфракрасном диапазоне принимались и обрабатывались в Отделе дистанционных методов исследования МГИ НАН Украины. Обработка данных включала в себя все необходимые коррекции, фильтрацию облаков и построение карт поверхностной температуры с разрешением в 1 км на основе использования мультиканального алгоритма.

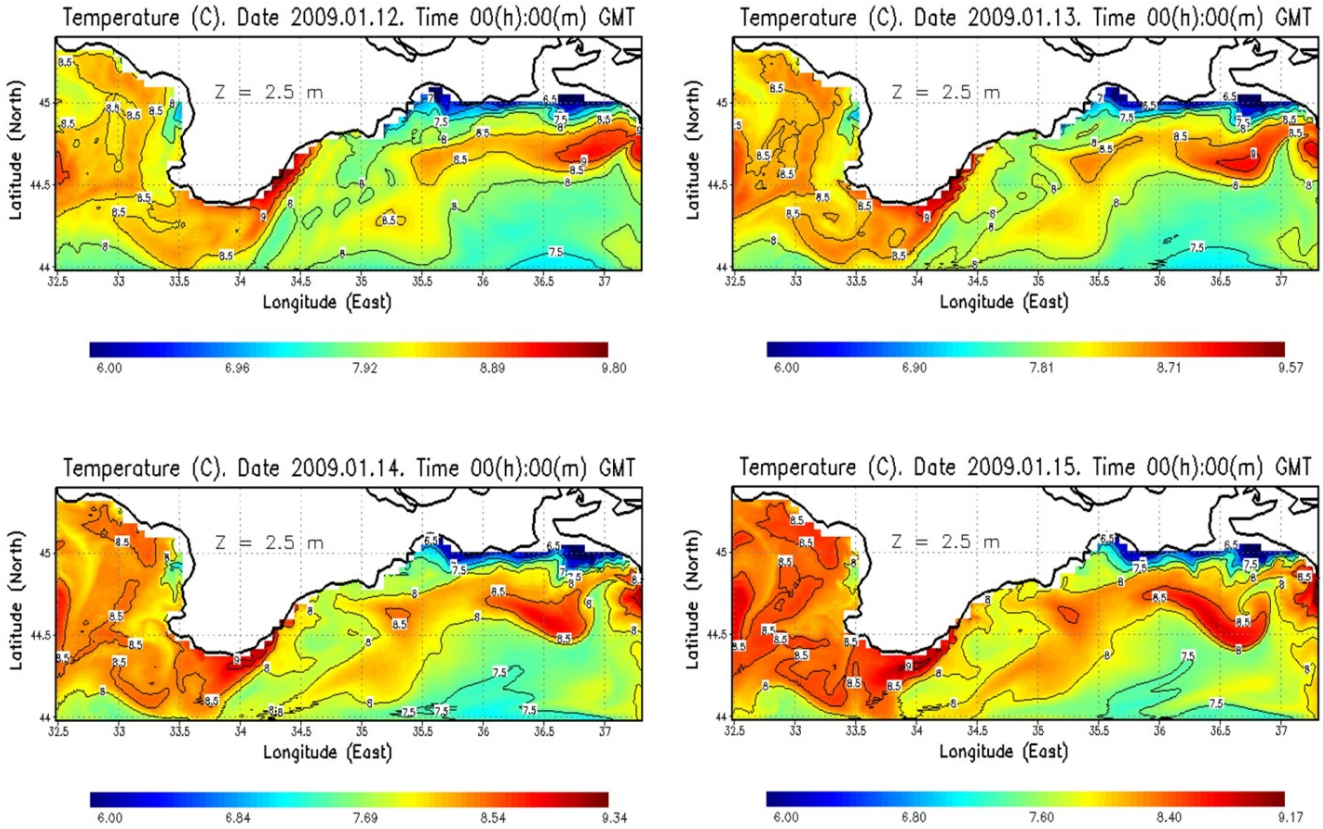


Рис.4.26 Температура на глубине 2.5 м в области ***Ru*** в конце трехдневного срока прогноза 28.02.2009 г.

В отсроченном режиме времени валидация трехмерных полей температуры и солености проводилась на основе данных зондирований, выполненных во время гидрологических съемок. Для валидации региональной модели в области ***BT*** использовались данные CTD-зондирований, выполненных в этом регионе во время регулярных мониторинговых рейсов научно-исследовательского судна Института океанологии Болгарской Академии наук «Akademik» в течении четырехлетнего периода с 2004 по 2007 гг. Общее число рейсов, включенных в базу данных валидации равняется 19 с суммарным числом зондирований 527. Для валидации моделей в областях ***Ro*** и ***Cr*** использовались данные гидрологических съемок, выполненных научно-исследовательским судном Морского гидрофизического института НАН Украины «Эксперимент» в период с 2005 по 2007 гг. В области ***Ro*** имелось 240 измеренных профиля температуры, а в области ***Cr*** - 329**.** На рис. 4.27 представлен пример сопоставления измеренного профиля температуры с модельным

на время прогноза 13.5 часов в ближайшем к станции расчетном узле. Видно, что разница между наблюдением и моделью не превышает 0.5 ^{0}C для большинства глубин. Наибольшее отклонение наблюдается в сезонном термоклине, где вертикальные градиенты температуры максимальны и даже небольшое возмущение в положении изотермы дает значительный вклад в величину температуры на данном горизонте. Хорошее соответствие между наблюдениями и моделью обычно имеет место во время прогрева верхних слоев моря в начале мая, а также в начале их выхолаживания в сентябре-октябре.

Разности между модельными и измеренными профилями были вычислены для трех групп: первая включала в себе данные за период прогноза от 0 до 24 часов, вторая - от 24 до 48, и третья - от 48 до 72 часов. Таким образом, из-за пересечения временных интервалов для различных прогностических циклов данные каждой гидрологической станции использовались до 3-х раз. В частности, были получены оценки отклонений и стандартных отклонений средних на каждом горизонте модельных и измеренных значений для всех станций внутри каждой из групп. Получено, что статистика ошибок имеет общие черты для всех трех групп. Отклонение, стандартное отклонение, минимальное и максимальное отклонение принимают наибольшее значение в сезонном термоклине. Так, стандартное отклонение в сезонном термоклине может достигать величины в 3^{0}C, в то время как в верхнем квазиоднородном слое оно не превышает 1.5^{0}C. Отклонения модели от наблюдений слегка растут от первой к третьей группе, т.е. с увеличением времени прогноза. На рис. 4.28 приведен пример профилей отклонений и стандартных отклонений для станций в прибрежной акватории Крыма, в области ***Cr*** .

На рис. 4.29а приведены индивидуальные профили солености для времени прогноза около 2.5 суток. Наибольшие отклонения имеют место в слое 150-300 м, наименьшие, около 0.2 ppt, в верхнем 100-метровом слое. На рис. 4.29б показаны профили отклонения и стандартного отклонения средних на каждом горизонте модельных от измеренных значений на 60-ти станциях, выполненных во время съемки вблизи Южного берега Крыма для группы из интервала прогноза 48-72 часа.

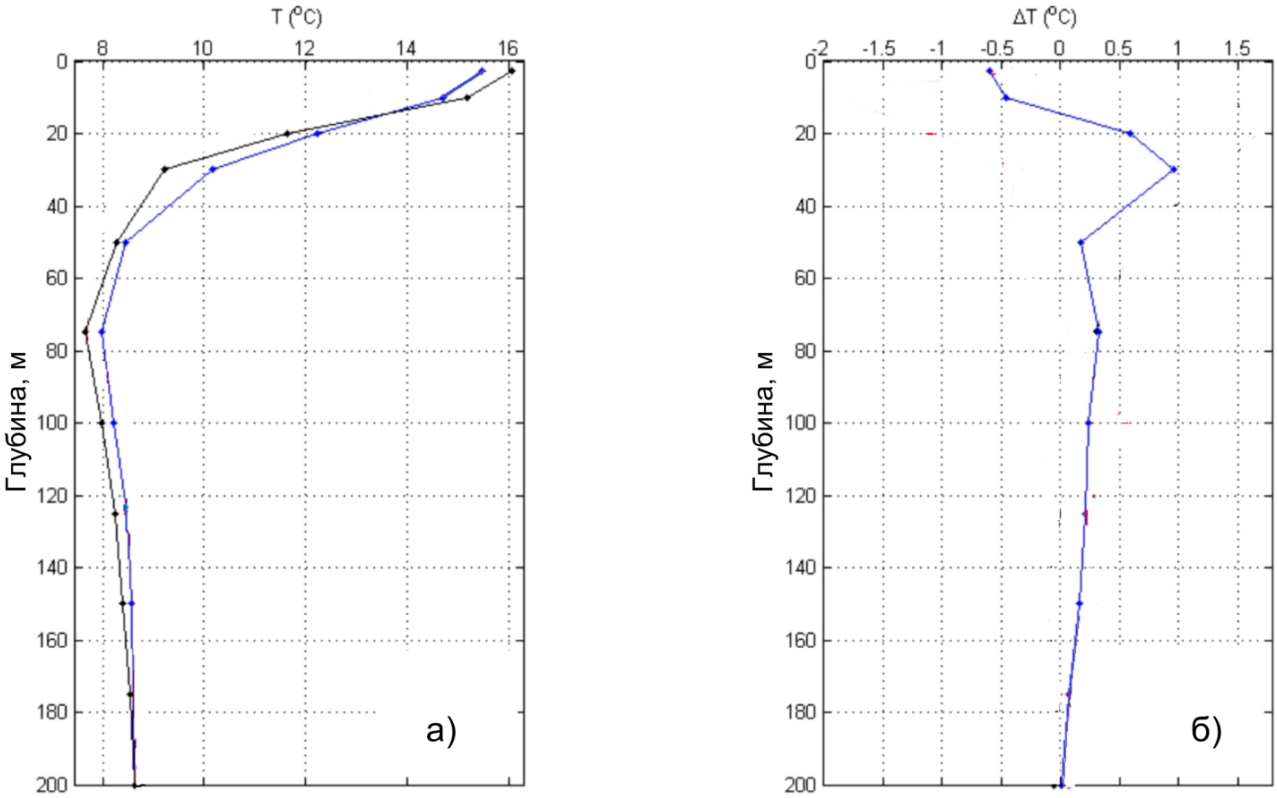


Рис. 4.27 Измеренный (черный) и рассчитанный (синий) профили температуры (а) и их разность (б). Координаты станции: 44.0 N, 34.4E; дата: 18.05.2007г.

Профили приведены только до глубины 200 м в связи с отсутствием во время съемки глубоководных станций. Видно, что наибольшие отклонения располагаются в слое от 120 до 200 м. В верхнем 30-ти метровом слое стандартное отклонение равно, примерно, 0.6 ppt. Точность прогноза солености в слое от 30 до 100 м достаточно высокая. Как и в случае температуры, отклонения и стандартные отклонения увеличиваются от первой к третьей группе, т.е. с увеличением времени прогноза. Отметим, что аналогичная картина имеет место и для региона северо-западного шельфа, т.е. для области ***Ro***.

В режиме реального времени валидация ТПМ выполнялась для областей ***BT, Ro*** и ***Cr***. Спутниковые данные NOAA/AVHRR использовались для оценки качества прогноза ТПМ. Для сопоставления отбирались

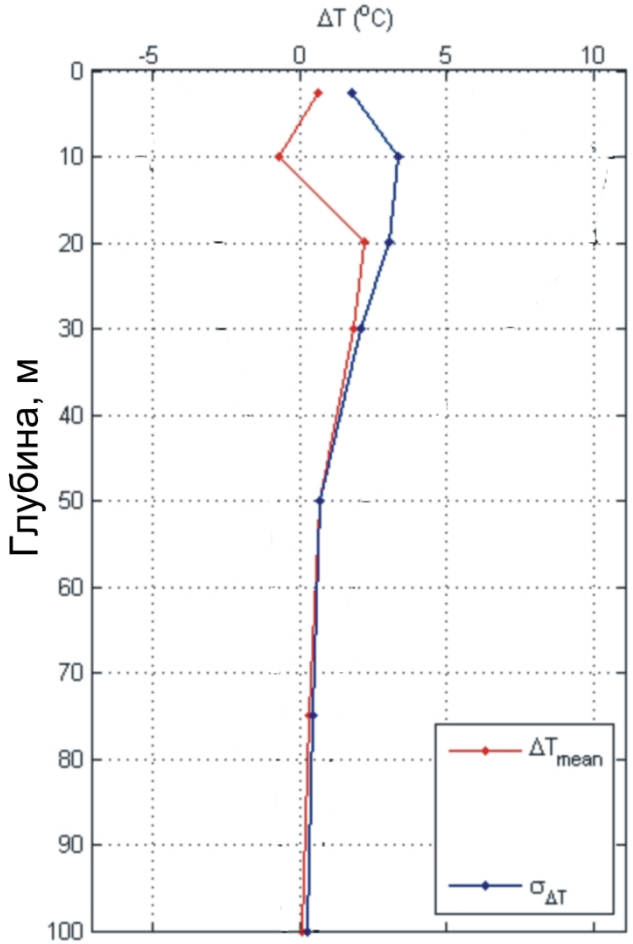


Рис. 4.28 Профили отклонений (красный цвет) и стандартных отклонений (синий цвет) средних на каждом горизонте модельных от измеренных значений для 98 станций в прибрежной акватории Крыма, в области ***Cr*** для периода прогноза от 0 до 24 часов.

карты ТПМ, максимально свободные от облачности, которые сравнивались с ближайшими во времени одно-, двух и трехдневными прогностическими картами распределения ТПМ. На рис. 4.30 приведен пример валидации трехдневного прогноза ТПМ у Южного берега Крыма области ***Cr*** для 22 марта 2009 г. Наблюдается хорошее качественное соответствие между прогностической и спутниковой картами ТПМ. На обеих картах прослеживаются относительно холодные воды у побережья Каламитского и Феодосийского заливов, у южного

берега Керченского полуострова и у входа в Керченский пролив.

Большое пятно теплой воды расположено в юго-восточной части области. В юго-западном углу также располагаются относительно теплые воды. На спутниковой карте контрасты между относительно холодными и теплыми водами выше, что отражается на карте разности (рис.4.30с). Стандартное отклонение равно 0.46^0С, что является достаточно удовлетворительной величиной. Среднее отклонение равно -0.03^0С.

Прогностическая и спутниковая карты ТПМ для области ***Ro***, а также карта их разности приведены на рис. 4.31. В этом примере стандартное отклонение равно 0.74^0С, среднее отклонение равно 0.01^0С. Те же характеристики для области ***BT*** приведены на рис. 4.32. Здесь стандартное отклонение равно 0.41^0С, среднее отклонение равно -0.4^0С.

В среднем по результатам валидации в течение года стандартное отклонение увеличивается от значения 0.67^0С для периода диагноза (первый день расчета) до 0.92^0С для однодневного прогноза, затем до 1.1^0С для двухдневного прогноза и, наконец, до 1.27^0С для трехдневного прогноза. Отметим, что расчетная ТПМ для периода диагноза лучше соответствует спутниковым измерениям, чем данным зондирований, что может быть следствием более высокого пространственного разрешения в модели и спутниковых измерениях по сравнению с гидрологическими съемками [355].

4.5.2. Расчеты переноса примеси в прибрежных моделях

В каждую из локальных прибрежных моделей включен блок расчета пассивной примеси, основанный на решении уравнения (3.32). В случае необходимости он может быть активирован и, после задания распределения концентрации примеси в начальный момент времени, также в оперативном режиме будет производиться трехдневный прогноз распространения примеси по акватории моря. Такой блок может быть полезен при необходимости оперативной оценки путей

распространения загрязнений в результате аварий или несанкционированных выбросов в море загрязняющих веществ [98].

Решение о включении такого блока в локальные модели системы прибрежных прогнозов было принято после произошедшей в середине ноября 2007 года крупнейшей техногенной катастрофы в Керченском проливе. В условиях штормовой погоды 11 ноября 200 7 года в районе Керченского пролива терпели

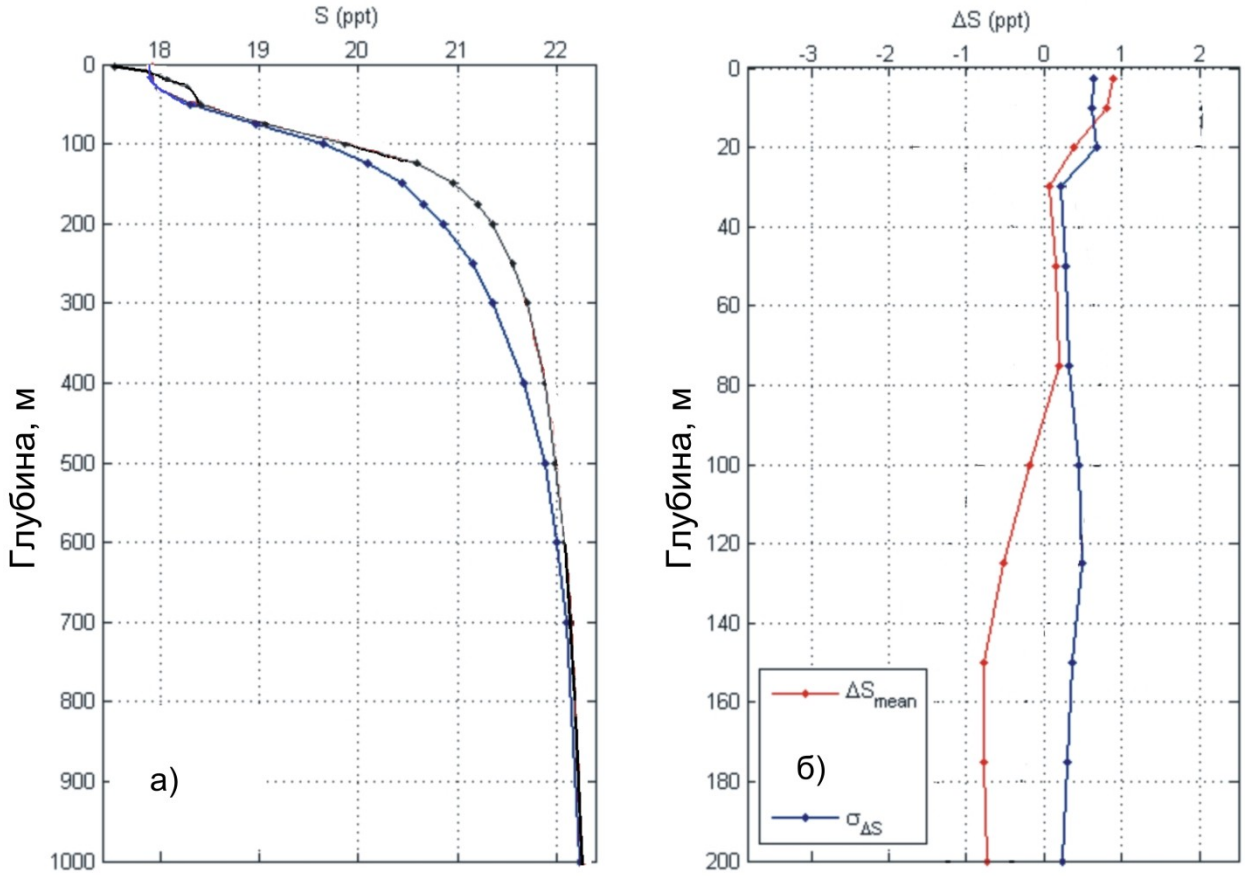


Рис. 4.29. Измеренный (черный) и рассчитанный (синий) профили солености (а) для станции с координатами 44.4 N, 35.2E, дата 24.07.2007г. , и профили отклонений (красный цвет) и стандартных отклонений (синий цвет) средних на каждом горизонте модельных и измеренных значений для 60 станций в прибрежной акватории Крыма, в области ***Cr*** для периода прогноза от 48 до 72 часов.

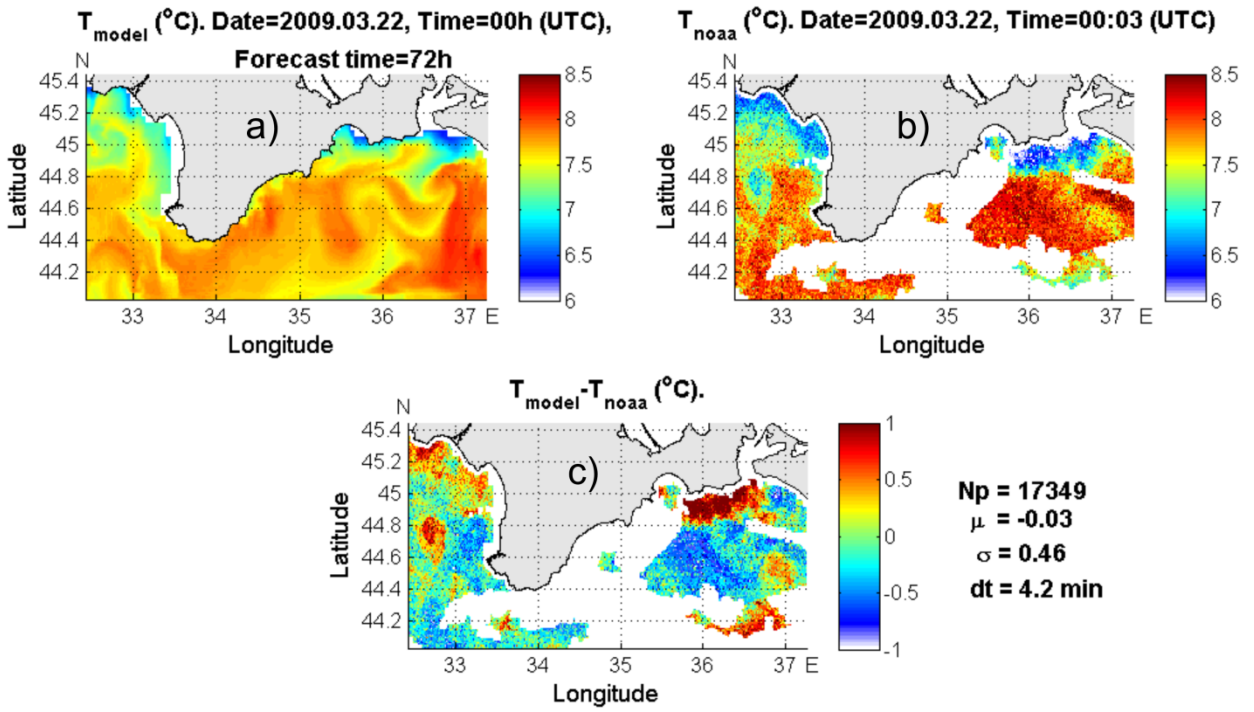


Рис. 4.30. Модельная (a) и спутниковая (b) температура поверхности моря и их разность (c) на 22 марта 2009 г. в области ***Cr***. Период прогноза 3 суток. Np - число пикселей на снимке, μ - среднее отклонение, σ - среднеквадратичное отклонение, dt - разность модельного времени и времени получения спутникового снимка.

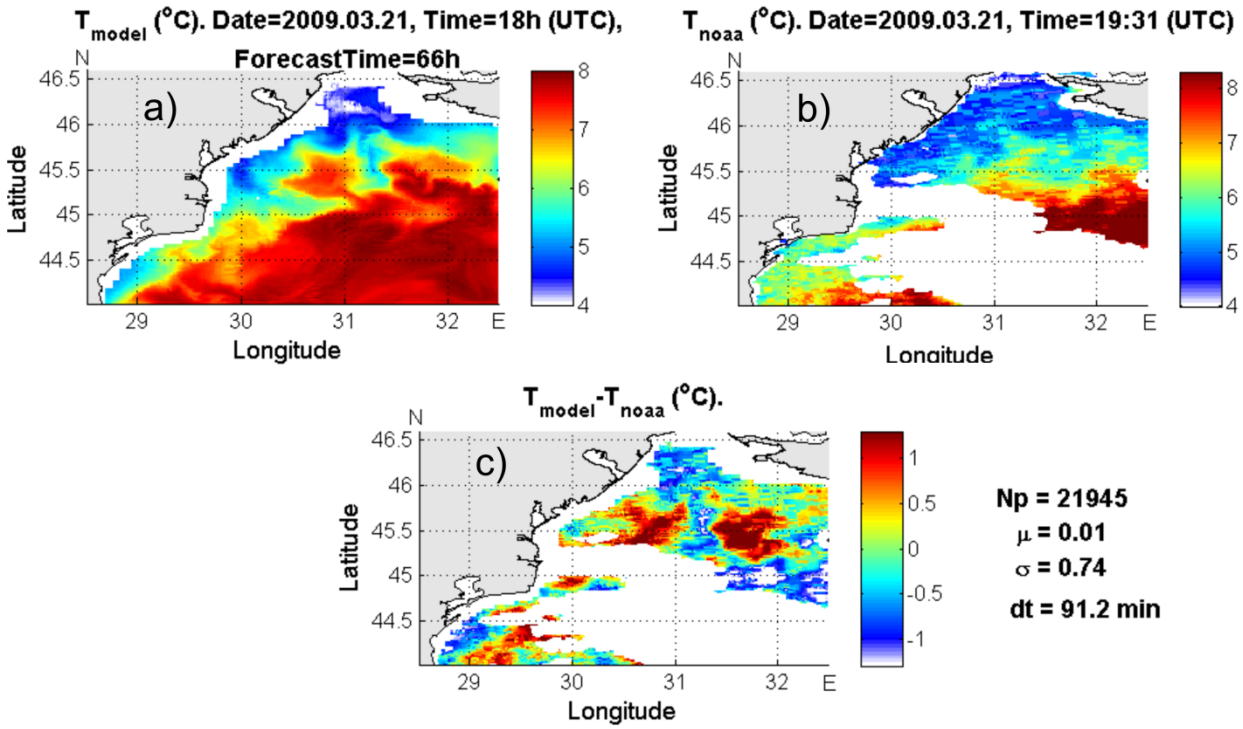


Рис. 4.31. Модельная (a) и спутниковая (b) температура поверхности моря и их разность (c) на 21 марта 2009 г. в области ***Ro***. Период прогноза 66 часов.

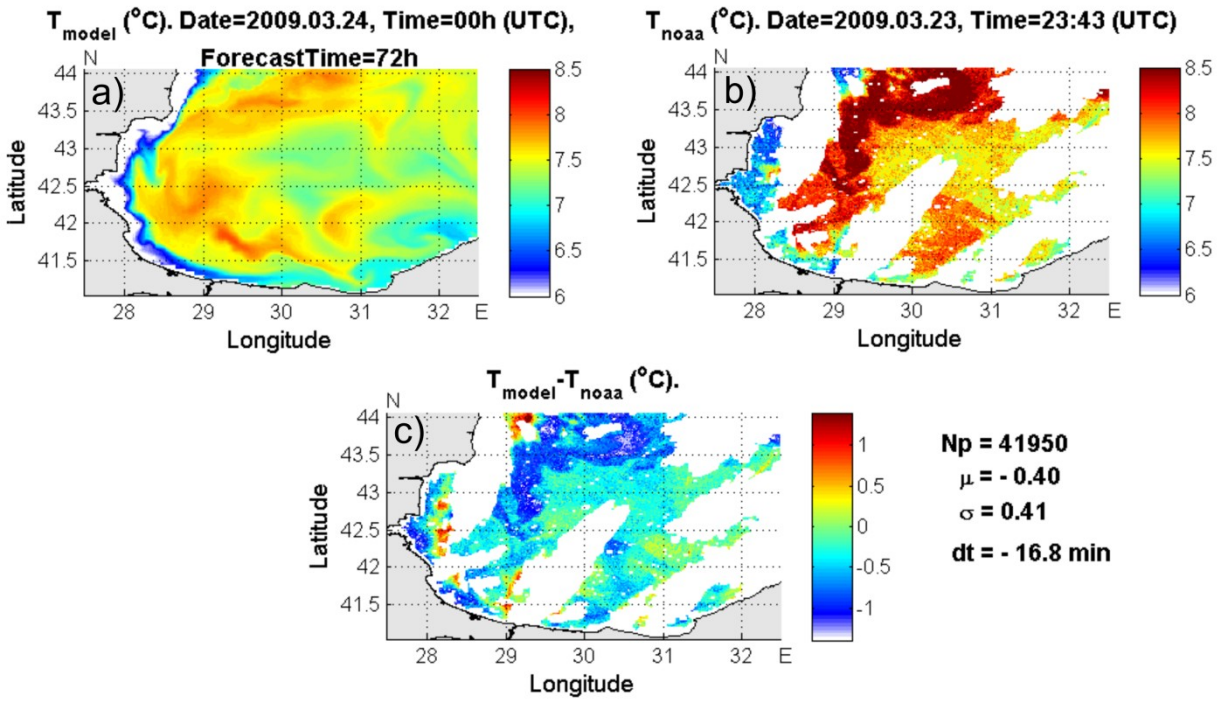


Рис. 4.32. Модельная (a) и спутниковая (b) температура поверхности моря и их разность (c) на 24 марта 2009 г. в области ***BT***. Период прогноза 3 суток. Np - число пикселей на снимке, μ - среднее отклонение, σ - среднеквадратичное отклонение, dt - разность модельного времени и времени получения спутникового снимка.

бедствие сразу полтора десятка российских и украинских судов. В общей сложности затонуло 5 судов, три из них развалились, одно разломилось пополам. В результате в море вылились тысячи тонн мазута и серы. Наиболее тяжелые последствия имело крушение танкера «Волгонефть-139», перевозившего 4000 тонн мазута, из которых 1300 попало в море. Специализированные океанографические организации Украины и России проводили мониторинг и оценку загрязнения акватории пролива [47,61,65, 137]. Результаты мониторинга показали, что в течение, примерно, недели загрязнение распространялось в сторону Азовского моря, однако, затем, в связи с изменением направления и скорости ветра, течения в Керченском проливе изменились на противоположные с господствующим переносом водных масс из Азовского моря в Черное и далее на юго-восток вдоль российского побережья. В работе [65], где анализируются последствия аварии, делается вывод о том, что для

оперативного отслеживания результатов техногенных катастроф, подобных произошедшей в Керченском проливе, необходима организация оперативных подразделений, снабженных комплексом математических моделей волнения, течений и распространения нефтепродуктов, а также отмечается, что этот комплекс моделей должен реализовываться в оперативном режиме.

Пример функционирования в оперативном режиме блока расчета примеси, встроенного в локальную модель акватории у побережья Крыма (область Cr), для прогноза возможного распространения загрязнений из Керченского пролива в Черное море показан на рис. 4.33, где приведены карты течений и распределения примеси. В начальный момент времени распределение примеси с условной концентрацией, равной 1, задавалось в поверхностных боксах, расположенных у входа в Керченский пролив со стороны Черного моря. Далее вместе с прогнозом течений проводился прогноз переноса примеси в соответствии с уравнением (3.32). Из рисунка видно, что при рассматриваемых гидрометеорологических условиях пятно загрязняющей примеси из Керченского пролива может достигнуть побережья Феодосийского залива.

4.5.3. Расширение расчетной области, прилегающей к побережью Украины

На карте, приведенной на рис. 4.18, видно, что исключительную 200-мильную экономическую зону Украины покрывают две расчетных области: ***Ro*** и ***Cr***. Поскольку соответствующие локальные модели инсталлированы в разных организациях, расположенных в разных государствах, то, несмотря на то, что необходимые данные для всех локальных моделей подготавливаются одновременно, имеет место расхождение во времени получения результатов прогноза и анализа. Это обусловлено не только разной размерностью расчетных сеток моделей, но также разной производительностью используемых каналов связи, компьютерной техники и других объективных и субъективных причин. И хотя такое расхождение во времени часто может быть некритичным, представляется более целесообразным

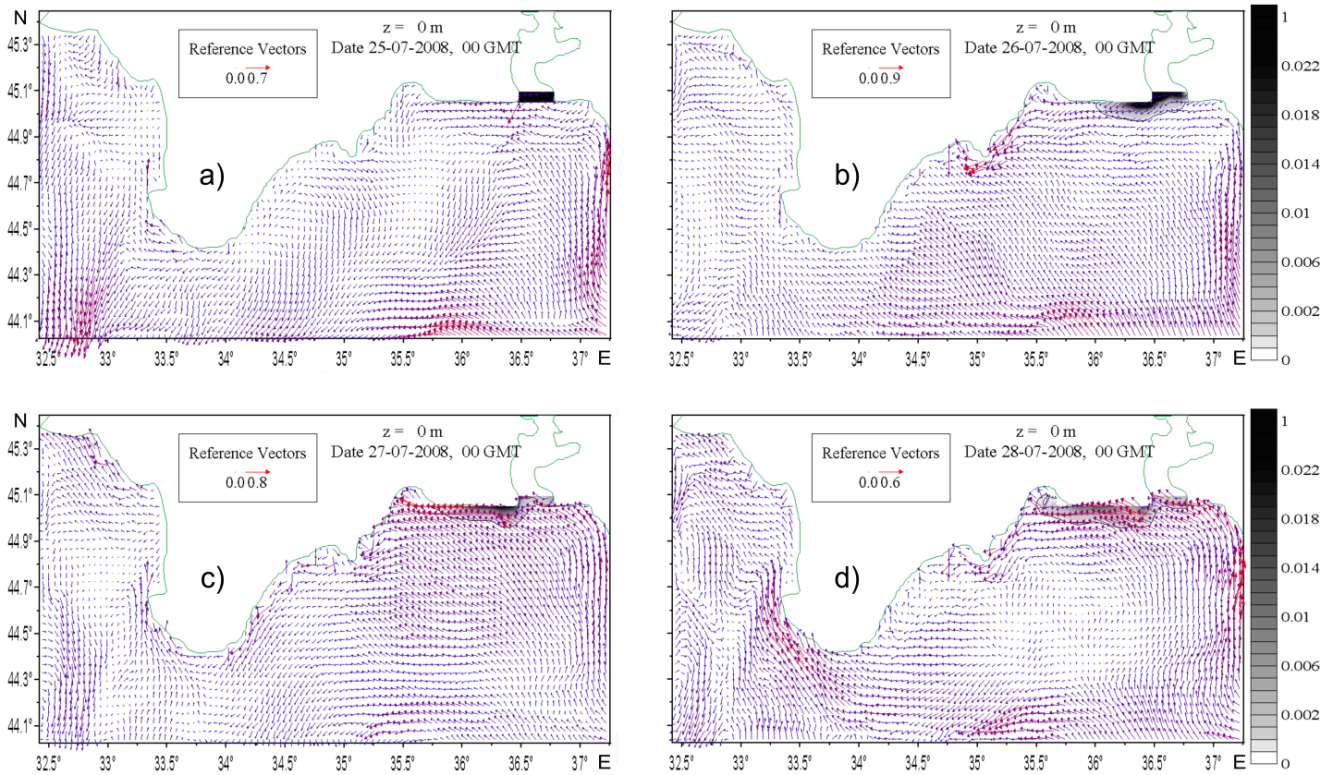


Рис. 4.33. Распределение скорости течений (м/с) на поверхности и условной концентрации примеси в начальный момент времени 0 часов 25 июля 2008 г. (a), через сутки (b), через двое суток (c) и через трое суток (d). (Приведен каждый четвертый вектор течений вдоль осей координат).

получать прогноз состояния вод во всей исключительной экономической зоне Украины одновременно. (Отметим, что, вообще говоря, возможно инсталлировать и запускать одновременно две локальные модели в одной организации, получая при этом аналог распараллеливания счета, однако, при этом могут возникать проблемы внутри области на жидкой границе между локальными моделями). Исходя из этого, область ***Cr*** была значительно расширена и теперь покрывает практически всю исключительную экономическую зону Украины (рис.4.34).

Следует отметить, что локальная прибрежная модель для указанной акватории входит в состав модернизированной системы диагноза и прогноза Экспериментального центра морских прогнозов МГИ, отличающейся от предыдущей по составу передаваемых данных, их форматам и интерфейсам передачи информации [96,98]. Кроме того, расчетная область локальной модели

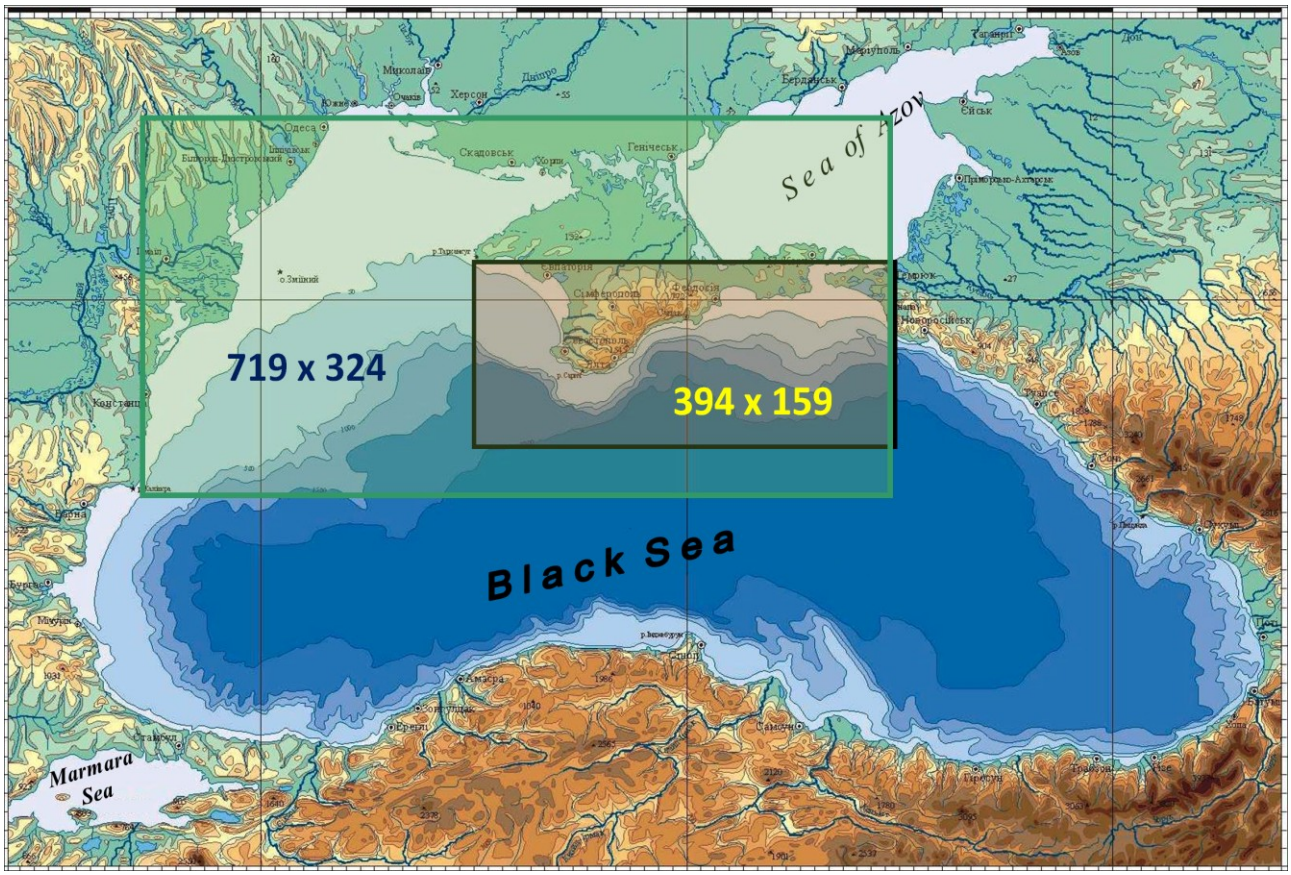


Рис. 4.34. Первоначальная и расширенная расчетные области региональной прибрежной модели циркуляции, включающей исключительную экономическую зону Украины, с указанием числа узлов по горизонтали.

была расширена в прибрежной полосе, так что её граница проходит не по крайним узлам глобальной модели, а гораздо ближе к береговой линии. Получение данных об атмосферном воздействии в образовавшихся при этом дополнительных узлах локальной модели не представляет проблемы, т.к. атмосферная модель покрывает всю область, включая сушу. Начальные же значения необходимых параметров вычисляются экстраполяцией методом «ближайшего соседа». На рис. 4.35, 4.36 приведены примеры результатов расчета в расширенной области: на рис.4.35 граница проходит по граничным узлам глобальной модели, а на рис. 4.36 – по дополнительным узлам, расположенным ближе к береговой черте. Результаты прогноза в оперативном режиме выставляются на веб-сайте: *http://www.innovation.org.ua* .

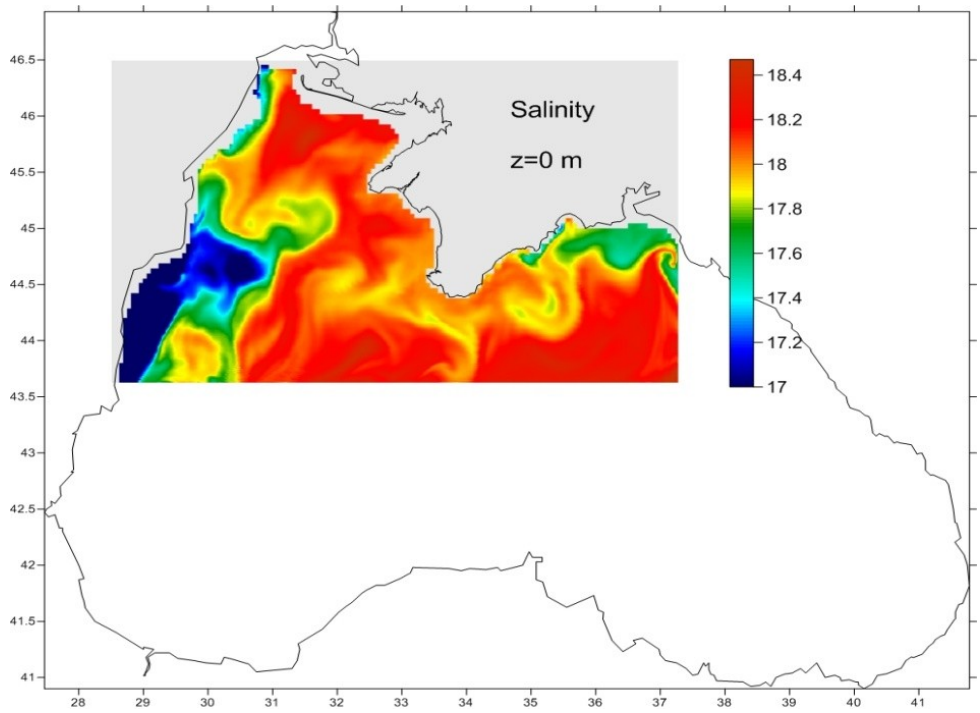


Рис. 4.35 Пример расчета поверхностной солености ($^0/_{00}$) в расширенной локальной области с границей, проходящей по узлам глобальной модели.

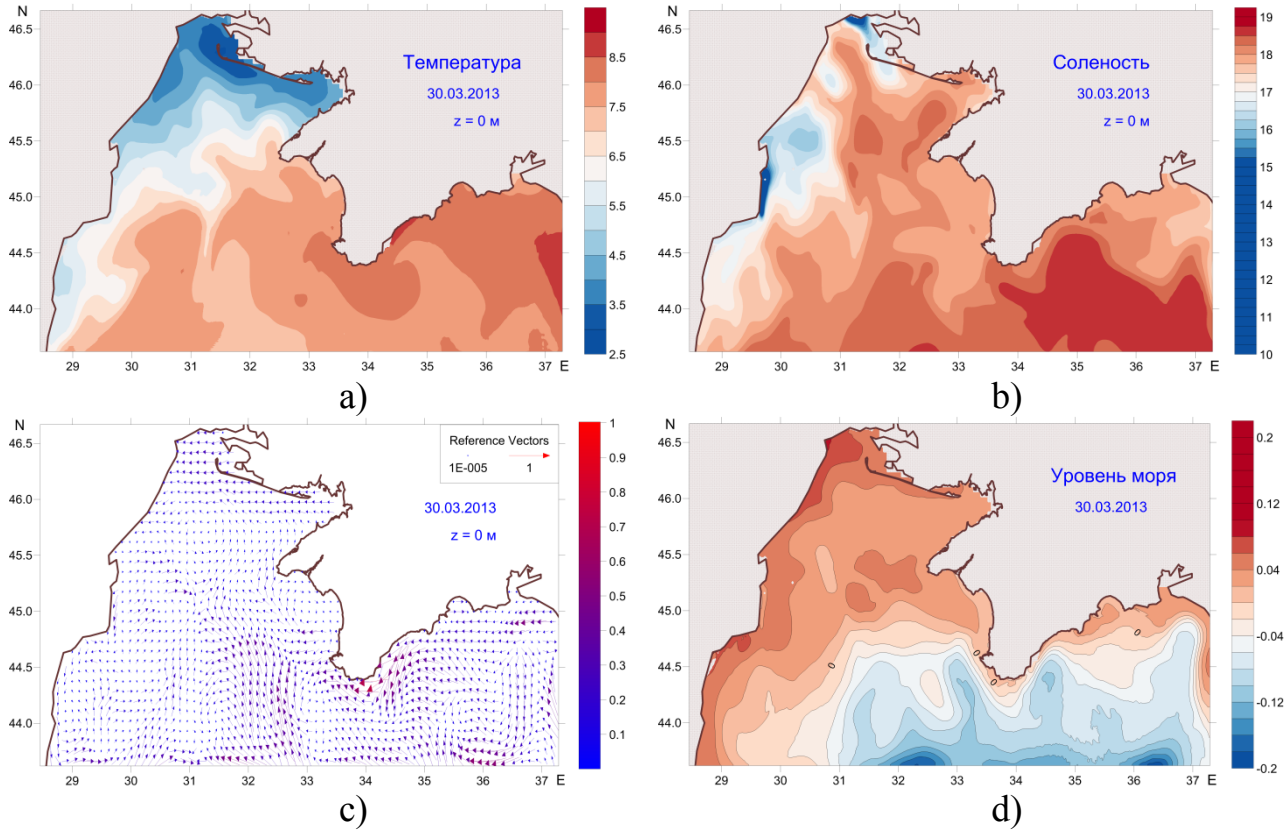


Рис. 4.36. Пример трехдневного прогноза распределения температуры, ^{0}C (a), солености, $^0/_{00}$ (b), скорости течений, м/сек (c) на поверхности и уровня моря, м (d) на момент времени 30 марта 2013 г.

На рис. 4.37 представлен пример сопоставления [426] рассчитанной прогностической температуры морской воды в расширенной прибрежной области и измеренной с помощью буя–профилемера ARGO вдоль траектории его дрейфа в течение почти полугодового периода: с 13 января по 6 июня 2012 г. для интервала модельного прогноза 67 – 69 часов. Наблюдается достаточно хорошее соответствие.

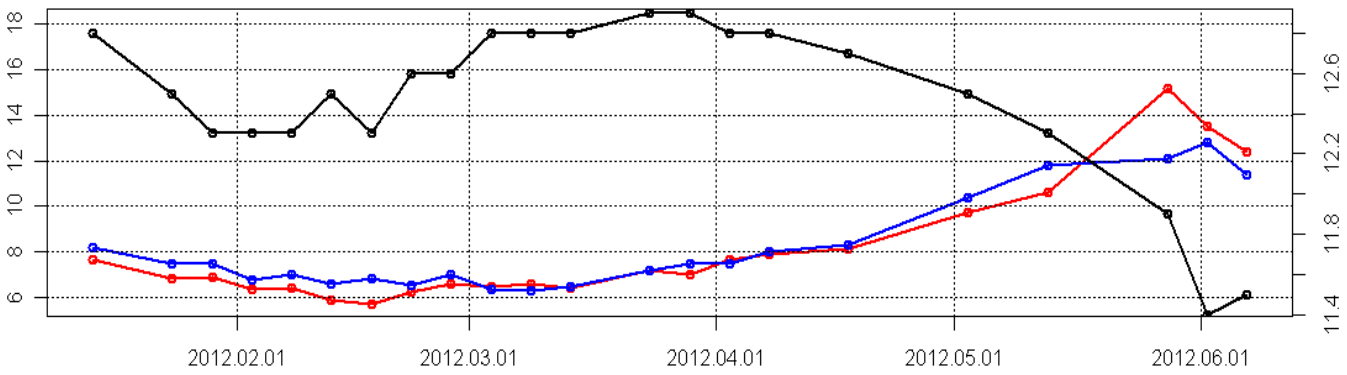


Рис. 4.37. Изменение со временем прогностических (красный) и измеренных (синий) величин температуры воды в пределах второго σ–слоя модели вдоль траектории буя–профилемера ARGO № 6900805. Период выполнения измерений: 13 января – 6 июня 2012 г. Черная линия – глубина залегания σ–слоя вдоль траектории.

4.6. Система тренингов по моделированию циркуляции в бассейне Черного моря

Для эксплуатации систем морских прогнозов, включающих подготовку необходимых данных, запуск системы, анализ результатов прогноза, необходимую модернизацию и пр., требуются кадры, обладающие специальными навыками и соответствующим уровнем подготовки. Одним из множества разделов оперативной океанографии, которые включены в сложный конгломерат системы морских прогнозов, является использование математических моделей циркуляции. В рамках европейского проекта EU FP6 ASCABOS (A Supporting Programme for Capacity Building in the Black Sea Region towards Operational Status of Oceanographic Services) была разработана система тренингов по моделированию циркуляции в Черном море

и его прибрежных районах [363].

Одними из основных целей проекта АСКАБОС, работы по которому были направлены на углубление знаний общественности о методах, средствах и возможностях оперативной океанографии, являлись [345]:

- увеличение ресурсных возможностей посредством создания и модернизации коммуникаций между Черноморскими странами и обучения молодых ученых и конечных пользователей;

- подготовка необходимых организационных, технологических и технических предпосылок для создания объединенной оперативная системы наблюдений Черного моря.

Для достижения этих целей и была создана система тренингов по моделированию циркуляции. Тренинги состояли из теоретической части, включающей научные лекции по основам динамики Черного моря, средствам и методам оперативной океанографии, управлению данными, особенностям применения отобранных моделей циркуляции, и практических занятий. В настоящее время существуют большое разнообразие теоретических материалов разной степени углубленности по основам оперативной океанографии, как в печатном виде, так и в сети интернета. Особенностью разработанной системы является её практическая часть, которая основана на использовании σ-координатной модели общей циркуляции Черного моря, описанной в разделе 2, и методики построения локальных σ-координатных моделей с применением метода вложенных сеток, описанной в разделе 3.

Участники тренинга - стажеры - после прослушивания теоретической части получали практические навыки по использованию моделей циркуляции для решения задач диагноза и прогноза состояния вод, как во всем море, так и более подробно, т.е. с высоким разрешением, в отдельных её акваториях.

Практические занятия включали в себя три вида тренинга, тесно связанные друг с другом: работа с данными, работа с моделями и визуализация результатов расчета. Работа с данными состояла из поиска необходимых данных, подготовки данных для инициализации модели, для задания граничных условия и ассимиляции.

Типы данных включали в себя архивную гидрологическую и метеорологическую информацию, данные о топографии дна, спутниковые данные.

Работы с моделями включали в себя инсталляцию двух моделей в σ-координатах: глобальной модели Черного моря и локальной модели, и проведение расчетов. Предварительно осуществлялась интерполяция начальных, граничных, а также спутниковых данных на сетку глобальной модели. Далее задавался набор управляющих параметров, позволяющих проводить расчеты только по глобальной модели в разных режимах или по глобальной модели с дальнейшим расчетом по локальной модели.

Расчеты по глобальной модели осуществлялись по выбору в разных режимах: в диагностическом, в прогностическом, с ассимиляцией и без ассимиляции данных.

Что касается локальной модели, то разработанный алгоритм и программа позволяют стажеру инсталлировать локальную модель для произвольной прямоугольной области в любой части Черного моря, не обязательно граничащей с берегом. Также произвольно стажер мог задать пространственное разрешение локальной модели, но кратное разрешению глобальной модели, и разрешение по времени, однако, при этом автоматически осуществлялся контроль соблюдения критериев, обеспечивающих сходимость и устойчивость схемы расчета. При невыполнении этих критериев программа останавливалась и выдавала информацию о необходимости корректировки параметров. Кроме того, для проведения расчетов по локальной модели необходимо задать соответствующие управляющие параметры при запуске глобальной модели для подготовки условий на жидкой границе локальной модели по расчетным данным глобальной модели.

Наконец, тренинг включал в себя инсталляцию программного пакета GrADS (Grid Analysis and Display System), с помощью которого проводилась визуализация и анализ результатов выполненных расчетов.

Было разработано руководство пользователю системой. Отметим, что также в систему может быть включена одномерная версия экологической модели Черного моря [248]. Схема информационных потоков системы тренингов приведена на рис. 4.38.

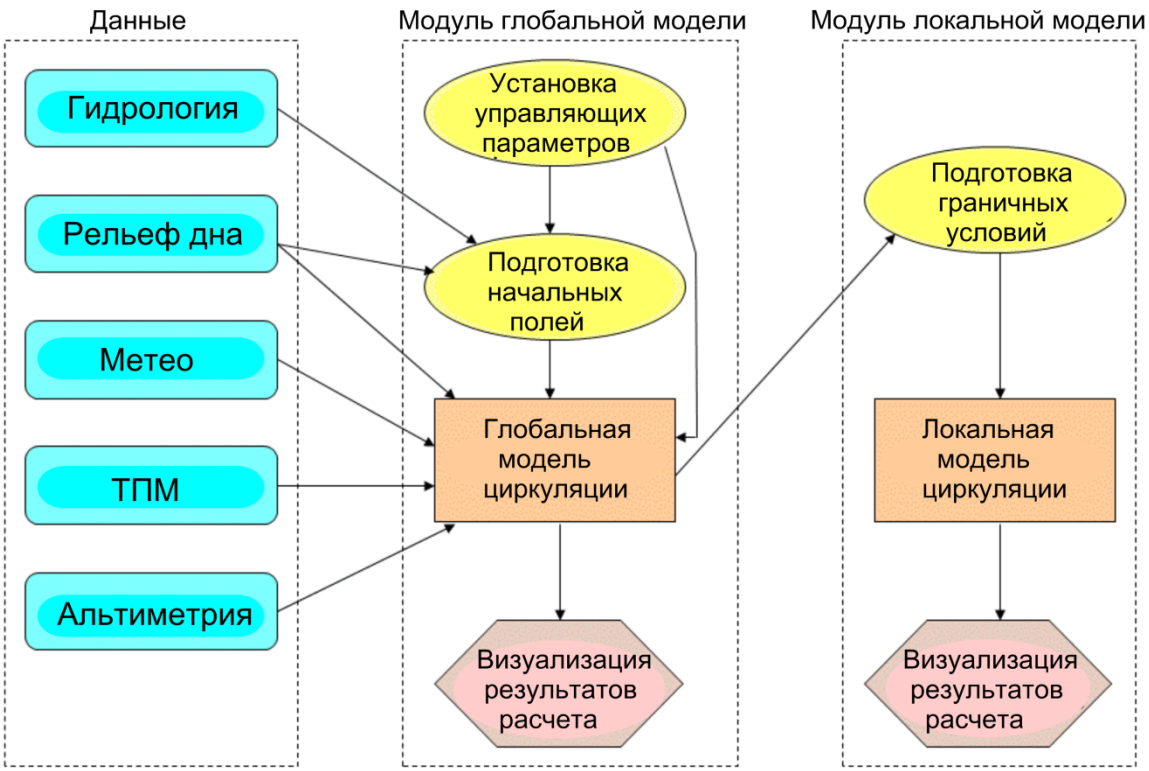


Рис. 4.38 Схема информационных потоков системы тренингов по моделированию циркуляции в Черном море.

На основе разработанной системы с 2006 по 2009 гг. было проведено пять тренировочных курсов, в том числе два тренинга в Остенде, Бельгия, при поддержке Проектного Офиса по Международному обмену океанографическими данными Межправительственной океанографической Комиссии ЮНЕСКО (IOC Project Office for IODE) [304,311]. В курсах принимали участие стажеры из всех шести причерноморских стран, а также из Перу.

Успешно закончившие курсы стажеры получали соответствующие сертификаты.

Выводы к Разделу 4

На основе набора из 6 локальных прибрежных моделей различного типа с использованием технологии вложенных сеток была разработана экспериментальная версия оперативной системы морских прибрежных прогнозов. Три из локальных

моделей – для Каламитского залива и прибрежных акваторий у берегов Румынии и России – представляли собой версии σ-координатной модели, используемой в настоящей работе. В разделе приведено обоснование выбора типа краевых условий на жидкой открытой границе для этих моделей, описаны алгоритм расчета и процедура интерполяции значений параметров из узлов глобальной модели в граничные узлы локальной модели. Описаны результаты тестовых расчетов и их сопоставление с данными дистанционного зондирования. Впервые для Черноморского региона с 22.07 по 27.07 2005 г. был проведен пилотный эксперимент по оперативному функционированию системы морских прибрежных прогнозов. Эксперимент продемонстрировал возможность работы разработанной системы прибрежных прогнозов в оперативном режиме и получил высокую оценку со стороны Управляющего Комитета проекта «Глобальная океаническая наблюдательная система Черного моря» (ГОНСЧМ) - Black Sea GOOS и Черноморского регионального Комитета Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО (BSRC IOC UNESCO).

Дальнейшее развитие оперативная система морских прибрежных прогнозов было осуществлено в направлении расширения прибрежных областей и унификации используемых локальных моделей. В качестве базовой взята σ-координатная модель, разработанная для упомянутых выше трех регионов, с разрешением в 1 км. Локальные модели инсталлированы в соответствующих причерноморских странах и составляют гидродинамический блок Черноморской оперативной системы морских прибрежных прогнозов. Оперативная крупномасштабная модель циркуляции МГИ, лежащая в основе системы диагноза и прогноза состояния всего бассейна Черного моря, обеспечивает необходимыми данными для задания начальных и граничных условий все локальные прибрежные модели через всемирную сеть Интернет. Результатом функционирования Черноморской оперативной системы морских прибрежных прогнозов является однодневный диагноз и трехдневный прогноз трехмерных полей температуры, солености и скорости течений в соответствующем прибрежном районе моря.

Проведенная валидация результатов работы прогностической системы в режиме реального времени на основе спутниковых данных, а также в отсроченном режиме времени на основе данных гидрологических зондирований, показала удовлетворительное соответствие модельных и натурных данных и указала направления дальнейшего усовершенствования локальной модели.

В локальные модели циркуляции инкорпорирован блок расчета переноса пассивной примеси. Этот блок был активирован в локальной модели для акватории у Южного берега Крыма.

Дополнительно была разработана расширенная локальная прибрежная модель с высоким разрешением, покрывающая всю исключительную 200-мильную экономическую зону Украины. Модель для указанной акватории входит в состав модернизированной системы диагноза и прогноза Экспериментального центра морских прогнозов МГИ, отличающейся от предыдущей по составу передаваемых данных, их форматам и интерфейсам передачи информации, а также более точным описанием береговой черты.

На основе σ-координатных крупномасштабной модели циркуляции Черного моря и локальной прибрежной модели с высоким разрешением, использующей технологию вложенных сеток, разработана система тренингов по обучению стажеров-исследователей практическим навыкам использования моделей циркуляции для решения задач диагноза и прогноза состояния вод, как во всем море, так и более подробно, т.е. с высоким разрешением, в отдельных её акваториях. Система была апробирована при проведении международных тренингов для молодых специалистов-океанографов.

Результаты исследований, представленные в настоящем разделе, опубликованы в работах [9,46,50,96,97,98,99,100,102,109,112,170,208,243,247,341,344,345,346, 348,354,358,359,360,363,364,426,457].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время весьма актуальной является проблема осуществления междисциплинарного диагноза состояния и прогноза эволюции окраинных и внутренних морей, их прибрежных акваторий, в которых сосредоточены интересы основных потребителей информации о состоянии морской среды. Создаваемые для решения этой проблемы системы входят в круг задач оперативной океанографии. Математические модели, входящие в состав таких систем и описывающие механизмы взаимодействия между элементами морской среды, позволяют выявить основные тенденции и спрогнозировать поведение среды при различных стратегиях антропогенного воздействия.

Исследования в области оперативной океанографии требуют проведения огромного количества вычислительных экспериментов с использованием моделей циркуляции океана разной сложности, основанных на физически полных нелинейных системах уравнений.

Диссертационная работа посвящена решению ряда задач оперативной океанографии, относящихся к исследованию динамики процессов разной природы, диагнозу и прогнозу состояния морской среды в Черном море и его прибрежных акваторий на основе использования современных моделей циркуляции высокого уровня, способных адекватно, не только качественно, но и количественно, воспроизводить реальные процессы, протекающие в морях и океанах.

Общность и связанность рассмотренных задач проистекает из их оперативных приложений к единому объекту – Черному морю. Полученные результаты можно рассматривать в качестве нового решения задачи оперативной океанографии Черного моря в части использования моделирования динамики процессов разной природы при комплексной разработке и развитии систем диагноза и прогноза состояния морской среды и распространения загрязнений в море.

Основные результаты проведенных исследований могут быть сформулированы в следующем виде:

1. На основе синтеза гидродинамических моделей и моделей переноса загрязняющих примесей:

- восстановлен сезонный ход фонового пространственного распределения эмульсионно-растворенной фракции нефтеуглеводородов в аэробной зоне Черного моря;
- исследована зависимость ареала аварийного техногенного загрязнения в акватории моря у Южного берега Крыма от направления ветров;
- проведено моделирование летней циркуляции в Балаклавской бухте и транспорта загрязняющих примесей от источников, расположенных на берегах бухты. Описана трехмерная картина течений в бухте и выявлены особенности распространения загрязнений от каждого берегового источника;
- проведены оценки степени распространения цезия-137 в поверхностном слое Черного моря в первый год после чернобыльской аварии.

2. Исследовано влияние распресняющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на формирование стратификации и циркуляции вод в северо-западной части Черного моря. По результатам расчетов детально описана динамика и структура зоны распреснения в процессе воздействия речного стока и после его прекращения, а также процесс образования и эволюции антициклонического вихря в районе устья Дуная, обусловленный речным стоком. Выявлены особенности вертикальной циркуляции вод близ устьев рек. Показано, что влияние рельефа дна на циркуляцию в рассматриваемом регионе обусловливает лишь возникновение компенсационного потока соленой воды через южную открытую границу рассматриваемой акватории, тогда как стратификация вод приводит к появлению обоих отмеченных элементов циркуляции — и антициклонического вихря и компенсационного потока.

3. Проведена реконструкция климатического сезонного хода гидрофизических полей Черного моря на основе модели в σ-координатах с ассимиляцией климатических полей температуры и солености и корректной

интерполяцией среднемесячных климатических данных об атмосферном воздействии. Результаты проведенных расчетов внедрены в оперативную систему диагноза и прогноза состояния Черного моря.

4. Выполнен ретроспективный анализ состояния Черного моря за 23-летний период времени на основе комбинирования σ-координатной модели циркуляции, данных атмосферного реанализа и исторических данных измерений температуры и солености, полученных во время гидрологических съемок с 1971 по 1993 гг. на 101 тыс. станций. Результаты реанализа позволили восстановить реальную сезонную и межгодовую изменчивость термохалинных и динамических характеристик Черного моря за рассматриваемый период, выявить различные тенденции в их долговременной эволюции, детально описать процессы формирования холодного промежуточного слоя и исследовать механизмы, ответственные за эти процессы, в периоды чередования атмосферного воздействия.

5. На основе синтеза σ-координатной модели циркуляции и биооптической модели, описывающей проникновение коротковолновой радиации в толщу моря, исследовано влияние оптических характеристик морской воды на динамику и стратификацию вод в верхних слоях Черного моря. Получены количественные оценки вклада оптического состояния моря в его гидродинамический режим в период конца XX столетия, в течение которого оптические свойства Черного моря претерпевали значительные изменения. Результаты проведенного исследования внедрены в оперативную модель Черного моря.

6. Создана оперативная система прогноза распространения нефтяных разливов в Черном море BlackSeaTrack Web (BSTW) на основе синтеза адаптированных к физико-географическим условиям Черного моря модулей балтийской оперативной системы прогноза нефтяных разливов SeaTrackWeb и оперативной модели циркуляции МГИ. Система BSTW представляет собой современный инструмент, основанный на последних достижениях оперативной океанографии и направленный

на осуществление мероприятий по повышению экологической безопасности Черного моря и по спасению на водах. Приведенные примеры использования системы BSTW в реальных условиях, показали, что система BSTW дает хорошие результаты при прогнозировании распространения реальных разливов нефти в акватории Черного моря, а также может служить полезным инструментом для решения задач по поиску и спасению на водах.

7. Разработана и создана оперативная система морских прибрежных прогнозов Черного моря. Компоненты системы инсталлированы в причерноморских странах. Дополнительно разработана расширенная, покрывающая всю исключительную 200-мильную экономическую зону Украины, локальная прибрежная модель с высоким разрешением, которая включена в состав системы диагноза и прогноза Экспериментального центра морских прогнозов МГИ. Результатом функционирования Черноморской оперативной системы морских прибрежных прогнозов является однодневный диагноз и трехдневный прогноз трехмерных полей температуры, солености и скорости течений в соответствующем прибрежном районе моря.

8. Разработана система тренингов по моделированию циркуляции в бассейне Черного моря. На основе разработанной системы проведена серия тренингов для молодых ученых.

Полученные в работе в результате модельных расчетов данные, а также разработанные оперативная система прогноза распространения загрязняющих примесей и оперативная система диагноза и прогноза состояния вод в прибрежных районах моря могут быть использованы:

- в области *фундаментальной океанологии* при исследовании динамики процессов разной природы на различных пространственно-временных масштабах для уменьшения уровня неопределенности в понимании функционирования морских экосистем и климата моря.

- в области *прикладных морских наук и технологий* при решении задач: морской навигации и военной гидрографии; обслуживания морских портов; обеспечения безопасности морских хозяйственных операций; рыболовства; контроля и прогноза распространения загрязнений; контроля изменения климата; прогноза погоды; рекреации и туризма.

Возможные экономические эффекты от внедрения разработанных систем связаны:

- с обеспечением оперативного контроля экологической безопасности морских акваторий и обоснования претензий к субъектам хозяйственной деятельности, по вине которых возникли те или иные техногенные катастрофы;
- с более оперативным и надежным контролем хозяйственной деятельности различных субъектов морского права в пределах морских национальных экономических зон;
- с обеспечением безопасности мореплавания;
- с улучшением обоснованности инженерных, рекреационных и других проектов развития хозяйственной деятельности на морских акваториях;
- с повышением достоверности контроля глобальных изменений климата, что обеспечит принятие более обоснованных решений по разработке стратегий устойчивого социально-экономического развития государства.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Авдеев А.И. Разработка методологии исследования рельефа дна Черного моря и его влияние на процессы, протекающие в зоне сопряжения суша–море / Авдеев А.И. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2001. – Т. 4. – С. 179–187.

2. Авдеев А.И. Морфометрические характеристики и расчлененность рельефа дна северной части Черного моря / Авдеев А.И., Белокопытов В.Н. // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 4. –С. 43–63.

3. Альтман Э.Н. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря / Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Голубева З.А. – Севастополь: СОГОИН, 1987. – 108 с.

4. Альтман Э.Н. Современный баланс пресных вод северо–западного района Черного моря / Альтман Э.Н., Лабужская Л.С, Агарков А.К. // Тр. ГОИН. – 1978. – Вып. 145. – С. 3– 15.

5. Андросович А.А. Численная модель и расчеты циркуляции вод северо–западной части Черного моря / Андросович А.А., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. // Морской гидрофизический журнал. – 1994. – № 5. – С. 28 – 42.

6. Аракава А. Вычислительные схемы для основных динамических процессов в глобальной циркуляционной модели Калифорнийского университета в Лос–Анжелесе. Модели общей циркуляции атмосферы / Аракава А., Лэмб В.В. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – С. 197–284.

7. Атлас загрязнения Европы цезием после аварии на Чернобыльской атомной станции: Международное научное сотрудничество по последствиям Чернобыльской аварии (1991–1995) / Заключительный отчет EUR 16542 EN – Люксембург, Офис по официальным публикациям Европейской комиссии, 1996. – 178 с.

8. Ациховская Ж.М. Динамика вод Балаклавской бухты и прилегающей акватории Черного моря / Ациховская Ж.М., Субботин А.А. // Экология моря. – 2000. – Вып. 50. – С. 5 – 8.

9. Баянкина Т.М. Структура и результаты опытной эксплуатации многокомпонентной системы диагноза и прогноза динамики Черного моря / Баянкина Т.М., Иванчик М.В., Кубряков А.И. и др. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2009. – С. 182–188.

10. Безопасность мореплавания у наших берегов: во всем должна быть система. – Севастополь: газета «Слава Севастополя», 1999, № 211 от 3.11.99, стр. 1.

11. Белокопытов В.Н. Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия / Белокопытов В.Н. // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – №5. – С. 33–41.

12. Белокопытов В. Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура Черного моря / Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук // Рукопись. – Севастополь, 2004. – 143 с.

13. Белокопытов В.Н. Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951–1995 гг. / Белокопытов В.Н., Шокурова И.Г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2005. – Вып. 12. – С. 12–21.

14. Блатов А.С. Изменчивость гидрологической структуры вод Черного моря и ее связь с внешними факторами / Блатов А.С, Косарев А.Н., Тужилкин В.С. // Водные ресурсы. – 1980. – № 6. – С. 71 – 82.

15. Блатов А.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. –240 с.

16. Богуславский С.Г. Возможные экологические последствия повышения уровня Мирового океана и Черного моря в предстоящем столетии / Богуславский С.Г., Ковешников Л. А., Казаков С.И., Кубряков А.И. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2001. – Вып. 4. – С. 67–79.

17. Богуславский С.Г. Черное море / Богуславский С.Г., Иванов В.А., Кубряков А.И. и др. – В кн.: Развитие морских наук и технологий в Морском

гидрофизическом институте за 75 лет. / Под ред. Еремеева В.Н. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2004. – 704 с. (Глава 12. Региональные исследования, с. 375–392).

18. Большаков В.С. Трансформация речных вод в Черном море / Большаков В.С. – К.: Наукова думка, 1970. – 328 с.

19. Булгаков Н.П. Источники холодных промежуточных вод в северо–западной части Черного моря / Булгаков Н.П., Ястреб В.П. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2001. – Вып. 2. – С. 16–24.

20. Вакуловский С.М. Пространственное распределение и баланс ^{3}Ни и ^{137}Cs в Черном море / Вакуловский С.М., Катрич И.Ю. и др. // Атомная энергия. – 1980. – Т. 49, вып. 2. – С. 105—108.

21. Гандин Л.С. Статистические методы интерпретации метеорологических данных / Гандин Л.С., Каган Р.А. // Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – С. 122–143.

22. Гедеонов Л.И. Коэффициенты концентрирования радиоактивных аэрозолей атмосферными осадками / Гедеонов Л.И., Гритченко З.Г., Флегонтов Ф.М., Жилкина М.И. // Исследование процессов самоочищения атмосферы от радиоактивных изотопов: сборник. — Вильнюс: Минтис, 1968. – С. 211—217.

23. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. С–Пб.: Гидрометеоиздат, 1991. – 430 с.

24. Гинзбург А.И. Антициклонические вихри над северо-западным материковым склоном Черного моря и их роль в переносе богатых хлорофиллом шельфовых вод в глубоко-водный бассейн / Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Незлин Н.П. и др. // Исследования Земли из космоса. – 2000. – № 3. – С. 71–81.

25. Горячкин Ю.Н. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее, будущее / Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – 210 с.

26. Григорьев А.В. Антициклонический вихрь рингового типа на свале глубин северо–западной части Черного моря / Григорьев А.В., Иванов В.А., Кубряков А.И., Шапиро Н.Б. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2001. – Вып. 3. – С. 57–61.

27. Громов В.В. Техногенная радиоактивность Мирового океана / Громов В.В., Москвин А.И., Сапожников Ю.А. — М.: Энергоатомиздат, 1985. – 272 с.

28. Губанов В.И. Современное состояние полей нефтяных углеводородов в Черном море / Губанов В.И., Назаренко С.А., Рябинин А.И. // Океанографические аспекты охраны морей и океанов от химических загрязнений. – М.: Гидрометеоиздат, 1990. – С. 95–98.

29. Демин Ю.Л. Численная модель расчета течений и уровня в многосвязных областях океана / Демин Ю.Л., Ибраев Р.А. – М.: Отдел вычислит. мат. АН СССР, 1988. – 26 с. – (Препринт № 183 / АН СССР, ОВМ, 1988).

30. Демышев С.Г. Аппроксимация силы плавучести в численной модели бароклинных течений океана / Демышев С.Г. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 1998. – Т. 34, № 3. – С. 404—412.

31. Демышев С.Г. Анализ формирования и трансформации поля ^{137}Cs в Черном море после аварии на ЧАЭС / Демышев С.Г., Запевалов А.С., Кубряков А.И., Чудиновских Т.В. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2001. – С. 28–34.

32. Демышев С.Г. Эволюция поля концентрации долгоживущих радионуклидов в Черном море после прохождения чернобыльского облака / Демышев С.Г., Запевалов А.С., Кубряков А.И., Чудиновских Т.В. // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 10. – С. 49–61.

33. Демышев С.Г. Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солености / Демышев С.Г., Кныш В.В., Инюшина Н.В. // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – №6. – С. 28–45.

34. Демышев С.Г. Результаты расчета адаптированных полей Черного моря на основе ассимиляции в модели данных по климатической температуре и солености / Демышев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2006. – 42, №4. – С. 604–617.

35. Демышев С.Г. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке С. – Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане / Демышев С.Г., Коротаев Г.К. — М.: Гидрометеоиздат, 1992. – С. 163—231.

36. Демышев С.Г. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном / Демышев С.Г., Коротаев Г.К. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1989. – 9 с. – (Препринт / АН УССР, Морской гидрофизический институт АН УССР).

37. Демышев С.Г. Численное моделирование сезонного хода синоптической изменчивости в Черном море / Демышев С.Г., Коротаев Г.К. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 1996. – №6. – С. 241–267.

38. Демышев С.Г. Моделирование сезонной изменчивости температурного режима деятельного слоя Черного моря / Демышев С.Г., Коротаев Г.К., Кныш В.В. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2004. – Т.40, №2. – С. 267–278.

39. Демышев С.Г. Эволюция холодного промежуточного слоя Черного моря по результатам ассимиляции климатических данных в модели / Демышев С.Г., Коротаев Г.К., Кныш В.В. // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – №4. – С. 3–19.

40. Джаошвили Ш. Реки Черного моря / Джаошвили Ш. / Европейское агентство по охране окружающей среды – Технический отчет, 2003. – № 71. – 58 с.

41. Джиоев Т.С. Прогностические расчеты течений в Черном море / Джиоев Т.С., Саркисян А.С. // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1976. – №2. – С. 217–223.

42. Дианский Н.А. Сигма–модель глобальной циркуляции океана и ее чувствительность к вариациям напряжения трения ветра / Дианский Н.А., Багно А.В., Залесный В.Б. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 4. – С. 537–556.

43. Дорофеев В.Л. Ассимиляция спутниковых измерений поверхностной температуры Черного моря в модели циркуляции / Дорофеев В.Л. //Экологическая

безопасность прибрежной и шельфовой зон. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2004. – Т. 11. – С. 24–30.

44. Дорофеев В.Л. Вихреразрешающая модель циркуляции Черного моря / Дорофеев В.Л., Демышев С.Г., Коротаев Г.К. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2001. – С. 73–82.

45. Дорофеев В.Л. Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихреразрешающей модели циркуляции Черного моря / Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К. // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – №1. – С. 52–68.

46. Дорофеев В.Л. Мониторинг динамики и экосистемы Черного моря на основе спутниковых технологий. Космічні дослідження в Украіні. 2004–2006 / Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Кубряков А.И. и др., науч. ред. О.П. Федоров. – Київ: Національне космічне агенство Украіни, 2006. – С. 29–40.

47. Еремеев В.Н. Предварительные результаты оценки нефтяного загрязнения Керченского пролива после аварии судов 11 ноября 2007 г. / Еремеев В.Н., Миронов О.Г., Алёмов С.В. и др. // Морской экологический журнал. – 2008. – Т. VII, № 3.– С. 15–24.

48. Еремеев В.Н. Расчет распространения техногенного загрязнения у Южного берега Крыма в результате аварии в Ласпинской бухте / Еремеев В.Н., Кубряков А.И., Щипцов А.А. // Глобальная система наблюдений Черного моря: фундаментальные и прикладные аспекты. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2000. – С. 45 – 55.

49. Еремеев В.Н. Климатические черты внутригодовой изменчивости гидрофизических полей шельфовой зоны Черного моря / Еремеев В.Н., Иванов В.А., Тужилкин В.С. – Севастополь МГИ АН СССР, 1991. – 53 с. – (Препринт / МГИ АН СССР; 1991).

50. Еремеев В.Н. Глобальная океаническая система наблюдений Черного моря: научные стратегия и дизайн / Еремеев В.Н., Коротаев Г.К., Кубряков А.И. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное

использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2003. – Вып. 2(7). – С. 5–17.

51. Еремеев В.Н. Численное моделирование внутрисезонной изменчивости циркуляции вод Черного моря / Еремеев В.Н., Кочергин С.В. – Севастополь, МГИ АН СССР, 1991. – 31 с. – (Препринт / Морской гидрофизический институт АН Украины, 1991).

52. Ефимов В.В. Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей / Ефимов В.В., Тимофеев Н.А. – Обнинск: ВНИИГРИ–МЦД, 1990. – 237 с.

53. Железняк М.И. Численное моделирование влияния паводков на перенос Чернобыльских радионуклидов в растворе и на взвесях в Киевском водохранилище / Железняк М.И., Маргвелашвили Н.Ю. // Вычислительные технологии. – 1997. – Т. 2, №. 2. – С. 55–62.

54. Залесный В.Б. Моделирование крупномасштабных движений в Мировом океане / Залесный В.Б. –М.: Отдел вычислит. мат. АН СССР, 1984. – 158 с.

55. Залесный В.Б. Численное моделирование сезонной изменчивости гидрофизических характеристик Черного моря / Залесный В.Б., Кордзадзе А.А., Гиртвлишани А.Г. // Численное моделирование динамики океана и внутренних водоемов. – Новосибирск. – 1984. – С. 57–59.

56. Зацепин А.Г. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием / Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Станичный С.В., Бурдюгов В.М., под ред. Фролова А.В., Реснянского Ю.Д. // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. – М.: Триада ЛТД, 2010. – С. 347–368.

57. Зима В.В. Результаты опытной эксплуатации автономного гидрозонда МГИ 4117 / Зима В.В., Шаповалов Ю.И., Щетинин Ю.Т. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2000. – С. 334–338.

58. Ибраев Р.А. Диагноз климатической сезонной циркуляции и изменчивости холодного промежуточного слоя Черного моря / Ибраев Р.А., Трухчев Д.И. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т.32, №5. – С. 655–671.

59. Ибраев Р.А. Сезонная изменчивость климатической циркуляции Черного моря / Ибраев Р.А., Трухчев Д.И. // Доклады Российской академии наук. – 1996. – Т.350, № 4. – С. 541–543.

60. Ибраев Р.А. Вихреразрешающая 1/10° модель Мирового океана / Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2012. – 48(1). – С. 45–55.

61. Иванов А.Ю. Аварийный разлив мазута в Керченском проливе: радиолокационный мониторинг и результаты моделирования / Иванов А.Ю., Литовченко К.Ц., Затягалова В.В. // Исследование Земли из космоса. – 2008. – №. 4. – С. 62–76.

62. Иванов В.А. Диагностический расчет циркуляции вод в Персидском заливе по данным наблюдений в 1992 г. / Иванов В.А., Кубряков А.И., Мубарак В.А.–М. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2001. – Вып. 3. – С. 159–167.

63. Иванов В.А. Термохалинная структура и динамика вод в Измирском заливе / Иванов В.А., Кубряков А.И., Шапиро Н.Б. // Морской гидрофизический журнал. – 1997. – № 4. – С. 47–63.

64. Иванов В.А. Океанография Черного моря / Иванов В.А., Белокопытов В.Н. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2011. – С. 212.

65. Иванов В.А. Последствия загрязнения Керченского пролива и предпроливных зон в результате шторма 10–12 ноября 2007 года / Иванов В.А., Ильин Ю.П. // Доп. НАН України. – 2009. – № 1. – С. 177–180.

66. Иванов В.А. Modeling of particularities of water circulation and ecosystem dynamics on the north–western Black Sea shelf / Иванов В.А., Кубряков А.И., Любарцева С.П., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б., eds.: E. Th. Balopoulus, A. Iona, D. Sakellariou // Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of two interconnected basins / Zappeion International Conference Centre, 23–26 February 1999: abstracts. – Athens, Greece,1999. – P. 193–194.

67. Иванов В.А. Mathematical modelling of water circulation in bays and sea shelf zone. / Иванов В.А., Кубряков А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. // Physical processes on the ocean shelf – June 4 – 7, 1996: abstracts. – Svetlogorsk, Kaliningrad Region (Baltic Sea coast), 1996.

68. Иванов В.А. Numerical modelling of the currents on the north–west shelf of the Black sea / Иванов В.А., Кубряков А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. // Dynamics of ocean and atmosphere: International Conference, Nov. 22–25, 1995: abstracts. – Moscow, Russia, 1995.

69. Иванов В.А. Моделирование распресняющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на северо–западном шельфе Черного моря / Иванов В.А., Кубряков А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, № 1. – С.152–160.

70. Иванов В.А. Формирование и эволюция вихревых образований, обусловленных стоком рек на северо–западном шельфе Черного моря. – Исследования шельфовой зоны Азово–Черноморского бассейна / Иванов В.А., Кубряков А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 1995. – С. 147–167.

71. Блатов А.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / [Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др.]; под ред. Нелепо Б.А. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 240 с.

72. Ильин Ю.П. Распространение речных вод / Ильин Ю.П., под ред. В.А. Иванов, С.В. Гошовский // Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный. Современное состояние экосистемы. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 1999. – С. 59–74.

73. Ильин Ю.П. Сезонная и межгодовая изменчивость параметров холодного промежуточного слоя в области севастопольского антициклонического круговорота / Ильин Ю.П., Белокопытов В.Н. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2005. – № 12. – С.28–41.

74. Исследование и моделирование гидрофизических процессов в Черном море. – М.: Гидрометеоиздат, 1989. – 141 с.

75. Каменкович В.М. Основы динамики океана / Каменкович В.М. –Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 240 с.

76. Каримова С.С. Исследование нестационарных вихревых структур Черного моря по данным инфракрасных и оптических изображений / Каримова С.С. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. − 2011. − Т.8, № 4. − С. 228–244.

77. Климок В.И. О численном моделировании течений на северо–западном шельфе Черного моря / Климок В.И., Макетов К.К., Перцева М.В., Рыбалко В.А // Морской гидрофизический журнал. – 1989. – № 3. – С. 20 – 27.

78. Кныш В.В. Сопоставление результатов реанализа гидрофизических полей Черного моря, выполненного по моделям в σ– и z–координатах / Кныш В.В., Демышев С.Г., Кубряков А.И. и др. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2011. – Вып. 24. – С. 19–37.

79. Кныш В.В. Адвекционный механизм пополнения и обновления холодного промежуточного слоя по результатам численного моделирования течений в Черном море / Кныш В.В., Инюшина Н.В. // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 6. – С. 17–30.

80. Кныш В.В. Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе ассимиляции гидрологических данных в модели / Кныш В.В., Демышев С.Г., Коротаев Г.К. // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – №2. – С. 36–52.

81. Кныш В.В. Адвекционный механизм пополнения и обновления холодного промежуточного слоя по результатам численного моделирования/ Кныш В.В., Инюшина Н.В. // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – №6. – С. 17–30.

82. Кныш В.В. Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и

их ассимиляции в модели / Кныш В.В., Коротаев Г.К., Демышев С.Г., Белокопытов В.Н. // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – №3. – С. 11–30.

83. Кныш В.В. Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в σ – координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солености / Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2008. – Вып. 16. – С. 243–265.

84. Кныш В.В. Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по результатам реанализа за период 1985–1994 гг. / Кныш В.В., Кубряков А.И., Моисеенко В.А. и др. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2008. – Вып. 16. – С. 279–290.

85. Ковригина Н.П. Оценка антропогенного воздействия и сгонно–нагонных явлений на экологическое состояние вод Балаклавской бухты / Ковригина Н.П., Попов М.А., Лисицкая Е.В. и др. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2003. – Вып. 8. – С. 105–114.

86. Козий Л.И. Численное моделирование распространения нефтяных пятен в Одессом заливе / Козий Л.И., Мадерич В.С. // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2000. – Вип. 248. – С. 242–247.

87. Колесников А.Г. К вычислению годового хода температуры воды в южных морях / Колесников А.Г. // Труды Морского гидрофизического института АН СССР. – 1953. –Т3. – С. 106–127.

88. Коновалов Б.В. Некоторые особенности спектрального поглощения взвеси морской воды // Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов / Новосибирск: Наука, 1979. – С. 58 – 65.

89. Копылов Ю.П. Влияние факторов среды на процесс самоочищения морской воды от нефти. – Состояние, перспективы улучшения и использования морской экологической системы прибрежной части Крыма / Копылов Ю.П. //

Тезисы научно–практической конференции, посвященной 200–летию города–героя Севастополя. – Севастополь. – 1983. – С. 3.

90. Кораблекрушение. Севастополь, газета «Слава Севастополя», 1999, № 170 от 7.09.99, стр. 1.

91. Корби Г.А. Пятиуровенная модель общей циркуляции атмосферы метеорологической службы Соединенного Королевства. Модели общей циркуляции атмосферы / Корби Г.А., Гилкрист А., Раунтри П.Р. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – С. 85–132.

92. Кордзадзе А.А. Численное моделирование циркуляции и распределения гидрофизических характеристик Черного моря / Кордзадзе А.А. // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – М.: Наука, 1989. – С. 52 – 63.

93. Кордзадзе А.А., Деметрашвили Д.И., Сурмава А.А. Численное моделирование гидрофизических полей Черного моря в условиях чередования атмосферных циркуляционных процессов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 44, № 2. – С. 227–238.

94. Коротаев Г.К. Введение в Оперативную океанографию Черного моря / Коротаев Г.К., Еремеев В.Н. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ–Гидрофизика», 2006. – 382 с.

95. Коротаев Г.К. Оперативная океанография Черного моря: этапы развития и современное состояние / Коротаев Г.К. // Геоінформатика. – Київ: Центр менеджменту та маркетингу в галузі наук про Землю ІГН НАНУ. – 2004. – № 3. – С. 76–85.

96. Коротаев Г.К. Итоги развития Экспериментального Центра морских прогнозов МГИ НАН Украины в 2011–2013 гг. / Коротаев Г.К., Кубряков А.И., Баянкина Т.М. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2013. – Вып. 27. – С. 134 – 138.

97. Коротаев Г.К. Архитектура и результаты работы Международного Черноморского центра морских прогнозов, созданного на базе МГИ НАН Украины в

рамках проекта Европейского Союза "Мой Океан" / Коротаев Г.К., Демышев С.К., Дорофеев В.Л., Кубряков А.И. и др. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2013. – Вып. 27. – С. 128 – 133.

98. Коротаев Г.К. Развитие гидрометеорологической системы черноморского региона, включающей диагноз и прогноз чрезвычайных явлений / Коротаев Г.К., Кубряков А.И., Кордонеану Е. // Материалы Международной конференции по проблемам гидрометеорологической безопасности: материалы тезисы. – Москва, 2008.

99. Коротаев Г.К. Национальный модуль черноморских прогнозов как элемент европейской системы / Коротаев Г.К., Ратнер Ю.Б., Кубряков и др. // Наука та інновації. – 2012. – Т. 8, № 1. – С. 5–10.

100. Коротаев Г.К. Сопоставление данных оперативного прогноза гидрофизических полей Черного моря с данными наблюдений на морских и береговых станциях метеорологической службы Украины / Коротаев Г.К., Ратнер Ю.Б., Кубряков А.И. и др. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2011. – Вып. 24. – С. 244–258.

101. Коротаев Г.К. Оценка точности, методика и некоторые результаты усвоения альтиметрических данных TOPEX/POSEIDON в модели общей циркуляции Черного моря / Коротаев Г.К., Саенко.О.А., Коблински С.Г., Кныш. В.В. // Исследования Земли из космоса, РАН. – 1998. – №3. – С. 3–17.

102. Коротаев К. Оперативная система диагноза и прогноза состояния Черного моря с усвоением спутниковой информации / Коротаев К., Дулов В.А., Кубряков А.И. и др. // Космічні дослідження в Україні 2010–2012. – 2012. – С. 87–96.

103. Коротенко К.А. Моделирование циркуляции и переноса нефтяных пятен в Черном море / Коротенко К.А., Дитрих Д.Е., Боуман М.Дж. // Океанология. – 2003. – Т.43, № 3. – С. 367–378.

104. Краткий отчет по результатам спутникового мониторинга российского сектора Черного моря 23 – 25 июня 2011 года. СКАНЭКС. http://www.scanex.ru/

105. «Кристина» плавает, утки дохнут. – Севастополь, газета «Комсомольская правда», 1999 от 10.09.99, стр. 11.

106. Кубряков А.И. О механизме реализации годового хода гидрофизических полей океана / Кубряков А.И. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. – 2001. – Т. 5. – С. 61–71.

107. Кубряков А.И. Корректная интерполяция данных об атмосферном воздействии в моделях циркуляции Черного моря / Кубряков А.И., Слепчук К.А. // Ломоносовские чтения – 2006: научная конференция: тезисы. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ–Гидрофизика», 2006. – С. 112–113.

108. Кубряков А.И. Океан – наследие будущего / Кубряков А.И., Суворов А.М // Керчь, журнал «Рыбное хозяйство Украины». – 1998. – № 1. – С. 3–8.

109. Кубряков А.И. Моделирование синоптической динамики вод в прибрежных районах Черного моря / Кубряков А.И., Григорьев А.В., Стефанеску С. // Fluxes and Structures in Fluids: International conference, June 20–23 2005: abstract. – Moscow, 2005. – P. 254–256.

110. Кубряков А.И., Ломакин П.Д., Попов М.А. Результаты экспериментальных и теоретических исследований динамики вод и распространения загрязняющих веществ в Балаклавской бухте / Кубряков А.И., Ломакин П.Д., Попов М.А. // Одесса: Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2011. – №2, (13). – С. 88–103.

111. Кубряков А.И. Влияние оптических свойств воды на динамику верхних слоев Черного моря в период с 1985 до 2001 гг. / Кубряков А.И., Суслин В.В., Чурилова Т.Я., Коротаев Г.К. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2012. – Вып. 26, (2). – С. 224–255. (ISSN 1726–9903).

112. Кубряков А.И. Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного

моря/ Кубряков А.И. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2004. – Вып. 11. – С. 31–50.

113. Куприн А.И. Листригоны: Собрание сочинений в 9 томах / Куприн А.И. – М.: Художественная литература. Том 5. – 1972. – С. 278 –320.

114. Курант Р. О разностных уравнениях математической физики / Курант Р., Фридрихс К., Леви Г. // УМН. – 1941. – № 8. – С. 125–160.

115. Куфтаркова Е.А. Гидрохимическая характеристика вод Балаклавской бухты и прилегающей к ней прибрежной части Черного моря / Куфтаркова Е.А., Ковригина Н.П., Родионова Н.Ю. // Гидробиологический журнал. – 1999. – Т. 35, № 3. – С. 88 – 99.

116. Лебедев В.И. Метод ортогональных проекций для конечно–разностного аналога одной системы уравнений / Лебедев В.И. // Доклады АН СССР, 1957. – Т. 113. – С. 1206–1209.

117. Лебедев С.А. Оценка фонового загрязнения нефтепродуктами Черного и Каспийского морей с использованием данных дистанционного зондирования и модельных расчетов / Лебедев С.А. // Экологические проблемы современности: международная научно–практическая конференция, 12 –15 мая 2009: материалы. – Россия, Майкоп, 2009. – С. 25 – 44.

118. Липченко А.Е. Уменьшение испарения с поверхности Черного моря во второй половине XX столетия как следствие глобальных изменений климата / Липченко А.Е., Ильин Ю.П., Репетин Л.И., Липченко М.М. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2006. – Вып. 14. – С. 449–461.

119. Майков А.Р. О приближенных условиях на открытой границе для волнового уравнения и уравнения Клейна–Гордона / Майков А.Р. // Вычислительные методы и программирование. – 2005. – Т. 6. – С. 290–303.

120. Маньковский В.И. Основы оптики океана / Маньковский В.И. // НАН Украины, Морской гидрофизический институт. – Севастополь, 1996. – 119 с.

121. Маньковский В.И. Многолетняя изменчивость прозрачности в Черном море и факторы, обусловившие ее сильное снижение в конце 80–х начале 90–х

годов / Маньковский В.И., Владимиров В.Л., Афонин Е.А. и др. - Севастополь: МГИ НАНУ, ИНБЮМ НАНУ – 1996. – 32 с. – (Препринт / НАН Украины, Морской гидрофизический ин-т, Ин-т биологии южных морей, 1996).

122. Маргвелашвили Н.Ю. Численное моделирование трехмерных полей течений и солености в Днепровско–Бугском эстуарии / Маргвелашвили Н.Ю. // Диагноз состояния среды прибрежных и шельфовых зон Черного моря. – – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 1996. – С. 31–37.

123. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики / Марчук Г.И. – М.:Наука, 1980. –536 с.

124. Марчук Г.И. Математические модели геофизической гидродинамики и численные методы их реализации / Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1987. – 296 с.

125. Марчук Г.И. Проблема математического моделирования морских и океанических течений / Марчук Г.И., Кордзадзе А.А., Залесный В.Б. // Дифференциальные и интегральные уравнения. Краевые задачи. – Тбилиси, 1979. – С. 99–151.

126. Марчук Г.И. Информационно–вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии / Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 49, № 6. – С. 629–642.

127. Мезенцева И.В. Современный уровень загрязнения вод акватории Балаклавской бухты / Мезенцева И.В., Чайкина А.В., Клименко Н.П. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. –Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2003. – Вып. 8. – С. 115–118.

128. Миронов О.Г. Нефтеокисляющие бактерии Севастопольских бухт (итоги 30–летних наблюдений) / Миронов О.Г. // Экология моря. – 1999. – Вып. 48. – С. 87–91.

129. Миронов О.Г. Комплексные экологические исследования Балаклавской бухты / Миронов О.Г., Кирюхина Л.Н., Алемов С.В. // Экология моря. – 1999. – Вып. 49. – С. 16–20.

130. Михайлова Э.Н. Диагностический и адаптационный расчеты летней циркуляции в Тропической Атлантике / Михайлова Э.Н., Семенюк И.М., Шапиро Н.Б. // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: Ин–т выч. мат. РАН, 1992. – С. 232 – 269.

131. Михайлова Э.Н. Квазиизопикническая слоистая модель крупномасштабной океанической циркуляции / Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. // Морской гидрофизический журнал. –1992. – № 4. – С. 3–12.

132. Михайлова Э.Н. Моделирование распространения и трансформации речных вод на северо–западном шельфе и в глубоководной части Черного моря / Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 3. – С. 30–40.

133. Моисеенко В.А. Оценка качества массива данных гидрологических измерений, подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного моря за период 1971–1993 гг. / Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2008. – Вып. 16. – С. 184–189.

134. Моисеенко В.А. Межгодовая изменчивость термохалинных и динамических характеристик Черного моря по результатам реанализа за период 1971–1993 гг. / Моисеенко В.А., Коротаев Г.К., Кныш В.В., Кубряков А.И. и др. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2009. – Вып. 19. – С. 216–227.

135. Булгаков С.Н. Роль халинных факторов в формировании циркуляции вод Черного моря / Булгаков С.Н., Коротаев Г.К. / В кн.: Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – М.: Наука, 1989. - С. 64-71.

136. Никитин А.И. Радиоактивное загрязнение Черного моря вследствие аварии на Чернобыльской АЭС по состоянию на октябрь 1986 г. / Никитин А.И., Мединец В.И. и др. // Атомная энергия. – 1988. – Т. 65, вып. 2. – С. 134—137.

137. О развитии процессов загрязнения морской среды Керченского пролива и прилегающих акваторий морей в период с 11 по 22 ноября 2007г. в результате разлива мазута при аварии танкера Волгонефть – 139 / Государственный океанографический институт. – http://oceanography.ru/content/view/115/68/

138. Овсиенко С.Н. Моделирование разливов нефти и оценка риска воздействия на окружающую среду / Овсиенко С.Н., Зацепа С.Н., Ивченко А.А. // Тр. ГОИН. – 2005. – Вып. 209. – С. 248–271.

139. Овчинников И.М. К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море / Овчинников И.М., Попов Ю.И. // ДАН СССР. – 1984. – Т.29, №4. – С. 986–989.

140. Овчинников И.М. Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море /Овчинников И.М., Попов Ю.И. // Океанология. – 1987. – Т. XXVII, вып. 5. – С. 739–752.

141. Патлатюк Е.Г. Протокол совещания по проекту национальной государственной программы «Оперативный мониторинг и прогноз состояния Черного моря. Инспекция Северо–Западного региона Черного моря Минприроды» / Патлатюк Е.Г. – 6 декабря 2012 г. Одесса.

142. Педлоски Д. Геофизическая гидродинамика / Педлоски Д. – В 2–х т. – М.: Мир, 1984. – С. 398.

143. Поликарпов Г.Г. Вынос 90Sr в 1986—1990 гг. с водами Днепра в Черное море / Поликарпов Г.Г., Бисслер К.О. и др. // Водные ресурсы. – 1993. – Т. 20, № 3. – С. 387—390.

144. Полонский А.Б. Изменения сезонного хода геострофической циркуляции в Черном море / Полонский А.Б., Шокурова И.Г. // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – №. 1. – С. 16–31.

145. Полонский А.Б. Долговременные тенденции в изменчивости глубоководных термохалинных характеристик Черного моря / Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 4. – С. 18–30.

146. Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. Долговременные тенденции в изменчивости характеристик пикноклина Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 42, № 3. – С. 419–430.

147. Полонский А.Б. Тренд температуры и солености деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его возможные причины / Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. // Известия. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 40, № 6. – С. 832–841.

148. Полонский А.Б. Условия формирования вод холодного промежуточного слоя Черного моря / Полонский А.Б., Попов Ю.И. // Серия: Современные проблемы океанологии. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2011. – Вып. 11. – 53 с.

149. Полонский А.Б. Декадная изменчивость характеристик пикноклина и геострофической циркуляции вод Черного моря в зимний период / Полонский А.Б., Шокурова И.Г. // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 4. – С. 75–92.

150. Практическая экология морских регионов. Черное море [Под ред. Э.Н. Альтмана, А.А. Безбородова, Ю.И. Богатовой и др.]– Киев: Наук. думка, 1990.– 252 с.

151. Проблемы химического загрязнения Мирового океана. Том 1. Динамика и прогноз загрязнения океанических вод [под ред. А.И. Симонова] – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 144 с.

152. Процессы самоочищения морских вод от химических загрязнений. – М.: Гидрометеоиздат. Московское отделение, 1978. – 152 с.

153. Репетин Л.И. Пространственно–временная и климатическая изменчивость атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря / Репетин Л.И., Долотов В.В., Липченко М.М. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2006. – Вып. 14. – С. 462–476.

154. Реснянский Ю.Д. Динамика водообмена между океаническими бассейнами и ее связь с атмосферными воздействиями в модели общей циркуляции океана / Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. // Фундаментальные и прикладные гидрометеорологические исследования [Под ред. Вильфанда Р.М.]. – С–Пб: Гидрометеоиздат, 2003. – С. 150–181.

155. Реснянский Ю.Д. Численная реализация модели общей циркуляции океана с параметризацией верхнего перемешанного слоя / Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. // Труды Гидрометцентра СССР. –1992. – Вып. 323. – С. 3–31.

156. Рябинин А.И. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IV. Черное море. Выпуск 3. Современное состояние загрязнения вод Черного моря / Рябинин А.И., Губанов В.И., Клименко Н.П., Назаренко С.А., под ред. Симонова А.И., Рябинина А.И. // Севастополь: ЭКОСИ–гидрофизика, 1996. – 230с.

157. Рябцев Ю.Н. Анализ формирования холодного промежуточного слоя в Черном море / Рябцев Ю.Н. // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – №1. – С. 32–45.

158. Рябцев Ю.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование сезонной изменчивости Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1997. – №1. – С. 12–24.

159. Рябцев Ю.Н. Моделирование формирования и эволюции холодного промежуточного слоя в Черном море / Рябцев Ю.Н., Шапиро Н.Б. // Морской гидрофизический журнал. – 1995. – №1. – С. 51–66.

160. Саенко О.А. Опыт воспроизведения сезонного климата Черного моря на основе усвоения гидрологических данных / Саенко О.А., Кныш В.В., Коротаев Г.К. // Морской гидрофизический журнал. –1999. – №1. – С. 21–41.

161. Самарский А.А. Теория разностных схем / Самарский А.А. – М.: Наука, 1983. – 616 с.

162. Самарский А.А. Математическое моделирование. Идеи. Методы. Примеры / Самарский А.А., Михайлов А.П. (2–е изд., испр.) – М.: Физматлит, 2001. – 320 с. – ISBN 5–9221–0120–X

163. Саркисян А.С. Основы теории и расчет океанических течений / Саркисян А.С. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 123 с.

164. Саркисян А.С. Численный анализ и прогноз морских течений / Саркисян А.С. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 182 с.

165. Саркисян А.С. Диагностическая модель и расчет течений в Черном море / Саркисян А.С., Джиоев Т.З. // Метеорология и гидрология. – 1974. – № 3. – С. 70–76.

166. Сеидов Д.Г. Вихреразрешающаямодель циркуляции Черного моря / Сеидов Д.Г., Горбунов А.Е. // Модели океанических процессов. – М.: Наука, 1989. – С. 117 – 129.

167. Симагин Ю.А. Территориальная организация населения и хозяйства / Симагин Ю.А. – «КноРус», 2011. – 384 с., (ISBN: 978–5–406–01639–8).

168. Симонов А.И. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4: Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Симонов А.И., Альтман Э.Н., под ред. Альтман Э.Н. – С-Пб.: Гидрометеоиздат, 1991. – 429 с.

169. Слевич С.Б. Шельф: освоение, использование / Слевич С.Б. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 240 с.

170. Смирнов Г.В. Современные методы контроля состояния морской среды: диагноз и прогноз динамики и экосистемы Черного моря / Смирнов Г.В., Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Кубряков А.И. / Современные методы и средства океанологических исследований: X международная конференция, Часть I, 2007: материалы. – Москва: ИОРАН, 2007. – С. 19–42.

171. Суетин В.С. Оценка изменчивости оптических свойств воды в Черном море по данным спутникового прибора SeaWiFS / Суетин В.С., Суслин В.В., Королев С.Н., Кучерявый А.А. // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – №6. – С. 44–54, (ISSN 0233–7584).

172. Территориальная организация населения [Под ред. Е.Г. Чистяков] – М.: Вузовский учебник, 2007. – 188 с.

173. Титов В.Б. Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море / Титов В.Б. // Океанология. – 2003. – Т. 43, № 2. – С. 176–184.

174. Титов В.Б. Годовая изменчивость динамических параметров кольцевого циклонического течения в северо–восточной части Черного моря / Титов В.Б. // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 8. – С. 80–88.

175. Толмазин Д.М. Проблемы динамики вод северо–западной части Черного моря / Толмазин Д.М., Шнайдман В.А., Ациховская Ж.М. – Киев: Наук. думка, 1969. – 130 с.

176. Тужилкин В.С. Гидрология и динамика вод Черного и Каспийского морей / Тужилкин В.С., Косарев А.Н. // Водные массы океанов и морей. – М.: МАКС–пресс, 2007. – С. 208–237.

177. Фащук Д. Континентальный шельф: "ахиллесова пята" океана / Фащук Д. // Наука и жизнь. – 2004. – № 6. – С. 2–9.

178. Фащук Д.Я. О возможности трансформации анаэробной зоны Черного моря / Фащук Д.Я., Айзатулин Т.А. // Океанология. – 1986. – Т. 26, вып. 2. – С. 233 – 242.

179. Фельзенбаум А.И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений / Фельзенбаум А.И., под ред. ШтокманВ.Б. – М.: АН СССР, 1960. – 128 с.

180. Филиппов Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря / Филиппов Д.М. – М.: Наука, 1968. – 136 с.

181. Фомин В.В. Объединенная численная модель течений, волнения и транспорта наносов озера Донузлав / Фомин В.В., Иванов В.А. // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – №2. – С. 3–23.

182. Фомин В.В. Моделирование дрейфовых течений в мелководном бассейне с учетом изменения касательных напряжений, вызванных ветровыми волнами / Фомин В.В., Черкесов Л.В. // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 42, №3. – С. 362–370.

183. Фомин В.В. Расчет ветровых течений и распространения примесей в Балаклавской бухте с использованием численной гидродинамической модели / Фомин В.В., Репетин Л.Н. // Морской гидрофизический журнал. – 2005.– № 4. – С. 43–58.

184. Фомин В.В. Численное моделирование ветровых течений и распространения примеси в Балаклавской бухте / Фомин В.В., Репетин Л.Н. // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – №4. – С. 32–42.

185. Цыбань А.В., Симонов А.И. Процессы микробного окисления нефти в море (Обзор) // Океанология. – 1978. – Т.18. – С. 695–708.

186. Чернобыль: радиоактивное загрязнение природной среды / Цыбань А.В., Симонов А.И., под ред. Ю. А. Израэля. — Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 296 с.

187. Чудиновских Т.В. Радиоактивность Черного моря / Чудиновских Т.В, Земляной А.Д., Батраков Г.Ф., Еремеев В.Н. — Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 1994, 215 с.

188. Чурилова Т.Я. Поглощение света фитопланктоном и детритом в Черном море в весенний период // Океанология. – 2001.– Т.41, № 5.– С. 719 – 727.

189. Чурилова Т.Я., Берсенева Г.П. Поглощение света взвешенным веществом, фитопланктоном, детритом и растворенным органическим веществом в прибрежном районе Крыма (июль–август 2002) // Морской гидрофизический журнал. – 2004б.– № 3– С. 39–50.

190. Чурилова Т.Я., Берсенева Г.П., Георгиева Л.В. Изменчивость био–оптических характеристик фитопланктона в Черном море // Океанология. – 2004а.– Т.44, № 1.– С. 11–27.

191. Чурилова Т.Я. Параметризация поглощения света основными оптически активными компонентами в Черном море / Чурилова Т.Я., Суслин В.В., Сосик Х.М. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.— Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2008. – Вып. 16. – С. 190–201.

192. Чурилова Т.Я. Спектральная модель подводной облученности в Черном море / Чурилова Т.Я., Суслин В.В., Сосик Х.М. // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 6. – С. 33 – 46.

193. Шапиро Н.Б Разработка региональных гидротермодинамических моделей как элемента моделей экосистем Черного моря. Разработка региональных гидротермодинамических моделей как элемента моделей экосистем Черного моря.

“Диагноз состояния экосистемы Черного моря и зоны сопряжения суша–море” / Шапиро Н.Б., Кубряков А.И., Иванов В.А., Михайлова Э.Н., под ред. Еремеева В. Н. // Сб.науч.тр. / НАН Украины. МГИ. Севастополь, 1997. – С.12.

194. Шифрин К.С. Оптика океана / Шифрин К.С. // Физика океана. Т.1 Гидрофизика океана. – М: Наука, 1978. – С. 340 – 380.

195. Шокурова И.Г. Сезонная и междекадная изменчивость геострофической циркуляции вод Черного моря / Шокурова И.Г. // Системы контроля окружающей среды:– Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008.– С.105–107.

196. Эмери К. О. Континентальные шельфы / Эмери К. // Наука об океане. – М.: Прогресс, 1981. – С. 43–62.

197. Arakawa A. Computational design for long–term numerical integration of the equations of fluid motion: Two–dimensional incompressible flow. Part I / Arakawa A. // J. Comput. Phys. – 1966. – 1. – P. 119–143.

198. Asselin R. Frequency filters for time integrations / Asselin R. // Mon. Weather Rev. – 1972. – 100. – P. 487–490.

199. Barnier B. () A sigma–coordinate primitive equation model for studying the circulation in the South Atlantic. Part I: model configuration with error estimates. / Barnier B., Marchesiello P., de Miranda A., Molines J.–M., Coulibaly M. // Deep–Sea Res. – 1998. – 45. – P. 543–572.

200. Baum S. Dept. of Oceanography Texas A&M University / Baum S. – http://stommel.tamu.edu/~baum/ocean_models.html

201. Beckmann A. A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential–coordinate models / Beckmann A., Doscher R. // Journal of Physical Oceanography. – 1997. – 27. – C. 581–591.

202. Beckmann A. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount / Beckmann A., Haidvogel D. // Journal of Physical Oceanography. – 1993. – 23. – C. 1736–1753

203. Bell M.J. Vortex stretching and bottom torque in the Bryan–Cox ocean circulation model / Bell M.J. // Applications T. – 1997. – N. 17, The Met. Office, U.K.

204. Bengtsson L. Can climate trends be calculated from reanalysis data? / Bengtsson L., Hagemann S., Hodges K.I. //Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012). – 2004. – Т. 109. – №. D11.

205. Bennett A.F. Boundary conditions for limited–area forecasts / Bennett A.F., Kloeden P.E. // J. Atmos. Sci. – 1978. – 35. – С. 990–996.

206. Berntsen J. Description of a sigma–coordinate ocean model / Berntsen J., Skogen M.D., Espelid T.O. // Tech. rep. Fisken and Havet, Institute of Marine Research, P.b. 1870 Nordnes, N–5817 Bergen, Norway, 1996. – № 12. – P. 1–33.

207. Bethoux J.P. The Mediterranean Sea, a test area for marine and climatic interactions / Bethoux J.P., Gentili B. // Ocean processes in climate dynamics: global and Mediterranean examples. – Springer Netherlands, 1994. – С. 239–254

208. Bilashvili K. Black Sea GOOS Strategic Action and Implementation Plan / Bilashvili K., Cordoneanu E., Korotaev G., Kubryakov A. et all // GOOS Report, 133 (IOC/INF–1176). UNESCO: Paris. 63; March 2003, II annexes, p. 75.

209. Black Sea GOOS Workshop. Second Session. Poti, Georgia, 22–25 May, 2001. GOOS Report No. 109, UNESCO, Paris, June 2001.

210. Black Sea Oceanography. [Eds. E. Izdar, Murray J. W.]. // NATO Advanced Science Institute Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences. 1991. – Vol. 351. – 487 p.

211. Black Sea Transboundary Diagnostic Analysis. // The Global Environmental Facility. Black Sea Environmental Programme: Programme Coordination Unit. – Istanbul, 1996. – P. 33.

212. Blayo E., Debreu L. Nesting ocean models, In: E. P. Chassignet and J. Verron (eds.), Ocean Weather Forecasting: An Integrated View of Oceanography, 2006, p. 127–146.

213. Blayo E. Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables / Blayo E., Debreu L. // Ocean modelling. – 2005. – Т. 9, №. 3. – P. 231–252.

214. Bleck R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic–Cartesian coordinates / Bleck R. // Ocean modelling. – 2002. – Т. 4, №. 1. – P. 55–88.

215. Bleck R. A wind–driven isopycnic coordinate model of the north and equatorial Atlantic Ocean. 1.Model development and supporting experiments / Bleck R., Smith L.T. // Journal of Geophysical Research. – 1990. – 95 (C3). – P. 3273–3285.

216. Blumberg A.F. Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight / Blumberg A.F., Mellor G.L. // J. Geophys. Res. – 1983. – 88. – P. 4579–4592.

217. Blumberg A.F. A description of a three–dimensional coastal ocean circulation model, in Three–Dimensional Coastal Ocean Models, / Blumberg A.F., Mellor G.L., ed. by N.Heaps // American Geophysical Union, Washington, D.C.,1987. – V. 4. – P. 1–16.

218. Boguslavsky S.G. Variations of the Black Sea Level / Boguslavsky S.G., Kubryakov A.I., Ivashchenko I.K. // Physical Oceanography, 1998. – V. 9, No. 3. – P. 199–208.

219. Brasseur P. Ocean reanalyses: prospects for multi–scale ocean variability studies / Brasseur P. // Mercator Ocean Quarterly Newsletter. – January 2010. – №36. – P. 4.

220. Brenner S. High–resolution nested model simulations of the climatological circulation in the southeastern Mediterranean Sea / Brenner S. // Ann. Geophys. – 2003. – 21. – P. 267–280.

221. Brovchenko I. Model for oil spill simulation in the Black Sea / Brovchenko I., Kuschan A., Maderich V., et all // Proc. 3rd Int. Conf. Oil Spills, Oil Pollution and Remediation, 16–18 Sept. 2003: Istanbul, Bogazici Univ., 2013. – P. 101–112.

222. Bryan K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean / Bryan K. // Journal of Computational Physics. – 1969. – T. 4, №. 3. – P. 347–376.

223. Cailleau S. Comparison of different numerical methods used to handle the open boundary of a regional ocean circulation model of the Bay of Biscay / Cailleau S., Fedorenko V., Barnier B., Blayo E., Debreu L. // Ocean Modelling. – 2008. – T. 25, № 1. – C. 1–16.

224. Camerlengo A.L. Open boundary conditions in rotating fluids / Camerlengo A.L., O'Brien J.J. // J. Comp. Phys. – 980. – 35. – P. 12–35.

225. Carton J.A. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA) / Carton J.A., Giese B.S. // Monthly Weather Review. – 2008. – T. 136, №. 8. – P. 2999-3017

226. Carton J. A. Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis / Carton J.A., Giese B.S., Grodsky S.A. // Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012). – 2005. – T. 110, №. C9. – P. 1-8

227. Chao S.–Y. A numerical investigation of circulation in the Arabian Gulf / Chao S.–Y., Kao T.W., Al–Hajri K.R. // Journal of Geophysical Research. – 1992. – V. 97, №. C7. – P. 11, 219– 11,236, July 15.

228. Chassignet E.P. Generalized vertical coordinates for eddy resolving global and coastal ocean forecasts / Chassignet E.P., Hurlburt H.E., Smedstad O.M. et al. // Oceanography. – 2006. – V. 19, №1, Mar. – P. 118–129.

229. Chassignet E.P. The base experiments / Chassignet E.P., Arango H., Dietrich D. et all // Dynamics of Atmospheres and Oceans. – 2000. – 32. – P. 155–184.

230. Chassignet E.P. Ocean Circulation Model Evaluation Experiments for the North Atlantic Basin / Eds Chassignet E.P., Malanotte–Rizzoli P. // Elsevier Science, Amsterdam. Dynamics of Atmospheres and Oceans (special issue). – 2000. – 32. – P. 155–432.

231. Chu P.C. Sixth–order difference scheme for sigma coordinate ocean models / Chu P.C., Fan C. // Journal of Physical Oceanography. – 1997. – 27. – P. 2064–2071.

232. Chu P.C. A three–point combined compact difference scheme / Chu P.C., Fan C. // Journal of Computational Physics. – 1998. – 140. – P. 370–399.

233. Chu P.C. Hydrostatic correction for sigma coordinate ocean models / Chu P.C., Fan C. // Journal of Geophysical Research. – 2003. – 108 (C6). – P. 37.1–37.12.

234. Churilova T. Light absorption and quantum yield of photosynthesis during autumn phytoplankton bloom in the western Black sea / Churilova T., Finenko Z., Tugrul S. // Морской экологический журнал. – 2008. – 7, № 3. – P. 75 – 86.

235. Ciappa C. A method for reducing pressure gradient errors improving the sigma coordinate stretching function: An idealized flow patterned after the Libyan near–shore region with the POM / Ciappa C. // Ocean Modelling. – 2008. – 23.– P. 59–72.

236. Cirano M. Aspects of the mean wintertime circulation along Australia's southern shelves: Numerical studies / Cirano M., Middleton J. F. // J. Phys. Oceanogr. – 2004. – Vol. 34. – №. 3. – P. 668-684.

237. Cohen J.E. Estimates of coastal populations / Cohen J.E., Small C., Mellinger A. et al. // Science. – 1997. – 278. – P. 1211–1212.

238. Cox M.D. A primitive equation, 3–dimensional model of the ocean / Cox M.D. // GFDL Ocean Group Technical Report No. 1. Available from Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, P.O. Box 308, Princeton, New Jersey, 08542. 1984.

239. Craig P.D. Modelling wave–enhanced turbulence in the ocean surface layer / Craig P.D., Banner M.L. // J. Phys. Oceanogr. – 1994. – Vol. 24. – P. 2546–2559.

240. Davies H.C. A lateral boundary formulation for multi–level prediction models / Davies H.C. // Quart. J.R. Meteorol. Soc. – 1976. – 102. – P. 405–418.

241. Demin Yu.L. A semidiagnostic method of sea currents calculations / Demin Yu.L., Sarkisyan A.S. // Large–Scale Oceanographic Experiments in the WCRP. WCRP Publ. Series. – 1983. – Vol. 2, № 1. – P. 201–214.

242. Demyshev S.G. Numerical simulation of the seasonal variability of hydrophysical fields in the Black Sea / Demyshev S.G., Knysh V.V., Korotaev G.K. // Physical Oceanography. – 2002. – T. 12, №. 3. – C. 126–141.

243. Demyshev S. The MyOcean Black Sea from a scientific point of view. / Demyshev S., Knysh V., Kubryakov A. et al. // Mercator Ocean Quart. Newslet. – 2010. – 39. – P. 16–24.

244. Diansky N.A. Global ocean circulation sigma–model and its sensitivity to the wind stress forcing / Diansky N.A., Bagno A.V., Zalensy V.B. // Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2002. – 38. – P. 477–494.

245. Dietrich D.E. A high resolution numerical study of Gulf of Mexico fronts and eddies / Dietrich D.E., Lin C.A., Mestas–Nunez A., Ko D.–S. // Meteorol. Atmos. Phys. – 1997. – V. 64. – P. 187–201.

246. Dietrich D.E. A ocean modelling system with turbulent boundary layers and topography: numerical description / Dietrich D.E., Marietta M.G., Roach P.J. // International Journal of Numerical Methods in Fluids. –1987. – 7. – P. 833–855.

247. Dorofeev V. The MyOcean Black Sea coupling of dynamics and ecosystem / Dorofeev V., Oguz T., Kubryakov A. et al. // Mercator Ocean Quarterly Newsletter. – January 2011. – №40 . – P. 26 –35.

248. Dorofeyev V. Long term evolution of physics and ecosystem of the Black Sea. / Dorofeyev V., Oguz T., Kubryakov A. et al. // Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges. Proceedings of the Fifth International Conference on EuroGOOS, 20–22 May 2008. – Exeter, UK. EuroGOOS Office, SMHI, Norkoping, Sweden, 2010, P. 206–212.

249. Eremeev V.N. Complex Oceanographic Research of the Black Sea [ed. Eremeev V.N.] VSP Utrecht, The Netherlands, 1992. – 130 p.

250. Eremeev V.N. Artificial radioactivity of the Black Sea / Eremeev V.N., Chudinovskikh T.V., Batrakov G.F. // UNESCO Reports in Mariner Science, UNESCO, Paris. – 1993. – No. 59. – 95 p.

251. Ezer T. On the response of the Atlantic Ocean to climatic changes in high latitudes: A sensitivity study with a sigma coordinate ocean model / Ezer T., Eds. Seidov D., Maslin M., Haupt B. // Ocean and Rapid Past and Future Climate Change: North–South connections, Geophysical Monograph, 2001. – Vol. 126. – P. 199–215.

252. Ezer T. Developments in terrain–following ocean models: intercomparisons of numerical aspects / Ezer T., Arango H., Shchepetkin A.F. // Ocean Modelling. – 2002. – T. 4, №. 3. – C. 249–267.

253. Ezer T. Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model / Ezer T., Mellor G.L. // J. Geophys. Res. – 1994. –99. – P. 14159–14171.

254. Ezer T. Simulations of the Atlantic Ocean with a free surface sigma coordinate ocean model / Ezer T., Mellor G.L. // Journal of Geophysical Research. – 1997. – 102. – P. 15647–15657.

255. Ezer T. Sensitivity studies with the North Atlantic sigma coordinate Princeton Ocean Model / Ezer T., Mellor G.L. // Dynamics of Atmospheres and Oceans. – 2000. – 32. – P. 155–208.

256. Ezer T. A generalized coordinate ocean model and a comparison of the bottom boundary layer dynamics in terrain–following and in z–level grids / Ezer T., Mellor G.L. // Ocean Modelling 6 (2004) 379–403

257. Ferry N. Mercator global Eddy permitting ocean reanalysis GLORYS1V1: Description and Results / Ferry N., Parent L., Garric G. et al. // Mercator-Ocean Quarterly Newsletter. – 2010. – V. 36. – P. 15-27.

258. Finenko Z. Dynamics of the Vertical Distributions of Chlorophyll and Phytoplankton Biomass in the Black Sea / Finenko Z., Churilova T., Lee R. // Oceanology. – 2005. – V. 45, Suppl. 1. – S112–S126.

259. Fischer C. An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather prediction system, Q. / Fischer C., Montmerle T., Berre L., Auger L., Stefanescu S.E. // J. R. Meteorol. Soc. – 2005. – 131(613). – P. 3477–3492.

260. Flather R.A. A tidal model of the northwest European continental shelf / Flather R.A. // Memoires de la Societe Royale des Sciences de Liege. – 1976. – 6 (10). – P. 141–164.

261. Fox A.D. A nested primitive equation model of the Iceland–Fareoe front / Fox A.D., Maskell S.J. // Journal of Geophysical Research. – 1996. – 101. – P. 18259–18278.

262. Fox A.D. Two–way interactive nesting of primitive equation ocean models with topography / Fox A.D., Maskell S.J. // Journal of Physical Oceanography. – 1995. – 25. – P. 2977– 2996.

263. Fu W. A 20–year reanalysis experiment in the Baltic Sea using three–dimensional variational (3DVAR) method / Fu W., She J., Dobrynin M. // Ocean Science. – 2012. – T. 8, №. 5. – C. 827–844.

264. Galperin B. A quasi–equilibrium turbulent energy model for geophysical flows / Galperin B., Kantha L.H., Hassid L.H., Rosati A. // Journal of Atmospheric Sciences. – 1988. – 45. – P. 55–62.

265. Gary J. Estimation of truncation errors in transformed coordinate, primitive equation atmosphericmodels / Gary J. // J Atmos.Sci. – 1973. – 30. – P. 223–233.

266. Gedeonov L.I. Study of the radioactive contamination of the Danube in 1976 / Gedeonov L.I., Gusev D.J. et al. // Intern. Study on the Radioecology of the Danube River. IAEA–TEC–DOC–219, Vienna, IAEA, 1979. – P. 155—163.

267. Gildor H. Evaluating the effect of interannual variations of surface chlorophyll on upper ocean temperature / Gildor H., Naik N.H. // Journal of Geophysical Research. – 2005. – V. 110. – c07012, doi:10.1029/2004jc002779.

268. Ginis I. Design of a Multiply Nested Primitive Equation Ocean Model / Ginis I., Richardson R.A., Rothstein L.M. // Mon. Weather Rev. – 1998. – V. 126, No. 4. – P. 1054–1079.

269. Ginzburg A. Mesoscale eddies and related processes in the northeastern Black Sea / Ginzburg A., Kostianoy A., Krivosheya V. et al. // J. Mar. Systems. – 2002. – 32. – P. 71–90.

270. Ginzburg A.I. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea / Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Nezlin N.P. et al. // J. Mar. Syst. − 2002. − V. 32. − P. 91–106.

271. Givoli D. Non–reflecting boundary conditions / Givoli D. // J. Comp. Phys. – 1991. – 94. – P. 1–29.

272. Greatbatch R.J. An overview of coastal ocean models / Greatbatch R.J., Mellor G.L., ed. Mooers, C.N.K. // Coastal Ocean Prediction. American Geophysical Union, Washington, DC, 1999. – P. 31–57.

273. Griffies S.M. Developments in ocean climate modelling / Griffies S.M., Boning C., Bryan F. O. et al. // Ocean Modelling. – 2000. – V. 2, N. 3. – P. 123–192.

274. Haidvogel D.B. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain–following coordinates / Haidvogel D.B., Arango H.G., Hedstrom K. et al. // Dyn. Atmos. Oceans. – 2000. – 32. – P. 239–281.

275. Haidvogel D.B. Coastal Ocean Modeling: Processes and Real–Time Systems / Haidvogel D.B., Blanton J., Kindle J.C., Lynch D.R. // Oceanography. – 1/2000. – V. 13, No. – P. 35–46.

276. Haidvogel D. A semi spectral primitive equation ocean circulation model using vertical sigma and orthogonal curvilinear horizontal coordinates / Haidvogel D., Wilkin J., Young R. // J. Comp. Phys. – 1991. – 94. – P. 151–184.

277. Haidvogel D.B. Numerical Ocean Circulation Modeling / Haidvogel D.B., Beckmann A. // Series on Environmental Science and Management. – 1999. –V. 2. Edited by J.N.B. Bell. pp. 287–320. doi: 10.1142/9781860943935_bmatter.

278. Haidvogel D.B. Numerical models of the coastal ocean / Haidvogel D.B., Beckmann A. Edited by K. H. Brink and A. R. Robinson // The Sea. – 1998. – V. 10. – P. 457–482. New York: John Wiley and Sons, Inc.

279. Hakkinen S. Decadal air–sea interaction in the North Atlantic based on observations and modeling results / Hakkinen S. // Journal of Climate. – 2000. – 13. – P. 1195–1219.

280. Hallberg, R.W. Stable split time stepping schemes for large–scale ocean modelling / Hallberg, R.W. // Journal of Computational Physics. – 1997. – 135. – P. 54–65.

281. Haney R.L. On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models / Haney R.L. // J. Phys. Oceanogr. – 1991. – 21. – P. 610–619.

282. Hangstrom T. New results of absorbing layers and radiation boundary conditions / Hangstrom T. // Lect. Notes Comput. Sci. Eng. – 2003. – 31. – P. 1–42.

283. Hangstrom T. Radiation boundary conditions for the numerical simulation of waves / Hangstrom T. // Acta Numerica. – 1999. – 6. – P. 47–106.

284. Hellerman S. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates / Hellerman S., Rosenstein M. // Journal of physical oceanography. – 1983. – V.13. – P. 1093 – 1104.

285. Hohenemser C. Chernobyl on early report / Hohenemser C., Deicher M. et al. // Environment, 1986. – V. 28. – P. 6–43.

286. Holstad A. On transparent boundary conditions and nesting for ocean models / Holstad A., Lie I. // Research Report 91, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway. 1999.

287. http://212.113.47.165:8080/seatrack/BSTW_Scientific_documentation.pdf

288. http://212.113.47.165:8080/seatrack/bstwmanu.pdf

289. http://27–100.inter–z.cc.colocall.com/news_87337.html

290. http://behemoth.nerc.essc.ac.uk/ncWMC/ecoop.html

291. http://black.oceanography.ru/pages/top/stat_i/?__item_id=374&func=info

292. http://en.wikipedia.org/wiki/Princeton_ocean_model

293. http://izvestiya.odessa.ua/ru/2011/06/09/ot–dunaya–do–buga–ot–buga–do–dunaya

294. http://mitgcm.org/

295. http://news.meta.ua/archive/02.06.11/cluster:21368530–Zagriaznenie–Odesskogo–zaliva:–kapitana–kiprskogo–tankera–oshtrafovali–na–24–tysiachi–grn/

296. http://oceanography.ru/index.php/ru/чёрное–море/

297. http://phy.ornl.gov/CSEP/OM/OM.html

298. http://seatrack.smhi.se/seatrack/

299. http://www.blacksea–commission.org/_projects_MONINFO.asp

300. http://www.ccpo.odu.edu/POMWEB

301. http://www.copernicus.eu/

302. http://www.gfdl.gov/~rwh/HIM/HIM.html

303. http://www.ims.metu.edu.tr/Black_Sea_GOOS

304. http://www.iode.org/index.php?option=com_oe&task=viewEventRecord&eventID=75

305. http://www.knmi.nl/onderzk/CKO/micom.html

306. http://www.mad.zmaw.de/fileadmin/extern/documents/reports/ReportNo.13.pdf

307. http://www.mom–ocean.org/web

308. http://www.morcom.org.ua

309. http://www.myroms.org/index.php

310. http://www.ncep.noaa.gov/

311. http://www.oceandocs.org/bitstream/1834/2862/1/IODE–XIX_42.pdf

312. http://www.ocean–modeling.org/index.php?page=models&model=nom–ocom

313. http://www.phys.ocean.dal.ca/programs/CANDIE/

314. http://www.slava.sebastopol.ua/2005.8.19/view/9773_operativnaya–okeanografiya–chernoe–more–pod–kontrolem–uchenyh.html

315. http://www.unep.org/

316. https://www.myroms.org

317. Hunter J.R. Aspects of the dynamics of the residual circulation of the Arabian Gulf / Hunter J.R., ed. H.G. Dale, A. Edwards, H. Svendsen // New York/London: Plenum press. – год?. – P. 31–42.

318. Hunter J.R. OzPOM: A Version of the Princeton Ocean Model. [Электронный документ] (http://staff.acecrc.org.au/~johunter/ozpom.html).

319. Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of the two interconnected basins: II International conference, 14–18 October 2002. METU, Turkey, Ankara.

320. IOC Black Sea Regional Committee. Second Session. Istanbul, Turkey 5–6 May 1999. IOC/BSRC–II/3.

321. Ivanov L.I. Black Sea cold intermediate water mass volumetric structure and its variability / Ivanov L.I., Besiktepe S., ed.A.Zatsepin // Oceanic Fronts and Related Phenomena (Konstantin Fedorov International Memorial Symposium). IOC Workshop Report Series, N 159, UNESCO, 2000. – P. 649.

322. Ivanov V.A. Modelling of circulation in the Gulf of Izmir / Ivanov V.A., Kubryakov A.I., Mikhailova E.N., Shapiro N.B. // Physical Oceanography. – 1997. –V. 8, No. 1. – P. 47–56.

323. Ivanov V.A. Simulation of Hydrophysical Processes in Coastal Regions of the Sea / Ivanov V.A., Lyubartseva S.P., Mikhailova E.N., Shapiro N.B. // Physical Oceanography. – 2004. – V. 14, N. 2. – P. 67–83.

324. Ivanov V.A. Simulation of horizontal and vertical circulation in the Izmir Bay / Ivanov V.A., Uslu O., Kubryakov A.I. et al. / Marine Research in the Izmir Bay, september 17–19, 1997: workshop abstracts. – Izmir, 1997. – P.15–16.

325. Ivanov V.A., Uslu O., Kubryakov A.I., Mikhailova E.N., Shapiro N.B. Mass, heat and salt exchange in the Izmir Bay / Ivanov V.A., Uslu O., Kubryakov A.I. et al. // Marine Research in the Izmir Bay, september 17–19, 1997: workshop abstracts. – Izmir. – 1997. – P. 17–18.

326. Janjic Z.I. Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography / Janjic Z.I. // Contrib. Atmos. Phys. – 1977. – V.50, № 1. – P. 186–199.

327. Jerlov N.G. Optical Oceanography / Jerlov N.G.// Elsevier Oceanography Series, V. 5– 1968. – 211 p.

328. Jhonson D.R. A comparison of methods for computing the sigma–coordinate pressure gradient force for flow over sloped terrain in a hybrid theta–sigma model / Jhonson D.R., Uccellini L.W. // Mon. Weather Rev. – 1983. – 111. – P. 870–886.

329. Kalnay. The NCEP/NCAR 40–year reanalysis project / Kalnay et al. // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1996. – 77. – P. 437–470.

330. Kanarska Y. A non–hydrostatic numerical model for calculating free–surface stratified flows / Kanarska Y., Maderich V. // Ocean Dynamics. – 2003. – 53. – P. 176–185.

331. Kara A.B. The impact of water turbidity on the interannual sea surface temperature simulations in a layered global ocean model / Kara A.B., Hurlburt H.E., Rochford P.A., O'Brien J.J. // Journal of Physical Oceanography. – 2004. – 34. – P. 345–359.

332. Kara B. A new solar radiation penetration scheme for use in ocean mixed layer studies: An application to the Black Sea using a fine resolution Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) / Kara B., Wallcraft A.J., Hurlburt H.E. // J. Phys. Oceanogr. – 2005a. – 35 . – P. 13–22.

333. Kara B., Wallcraft A. J., Hurlburt H. E. Sea surface temperature sensitivity to water turbidity from simulations of the turbid Black Sea using HYCOM // J. Phys. Oceanogr. – 2005b. – 35. – P. 33–54.

334. Allwijn K. The influence of Dnieper and Danube estuaries on the Black Sea shelf water circulation and quality / K. Allwijn, Y.P. Ilyin, A.I.Kubryakov et al. // Coastal zones marine processer: Proceedings of workshop, RICZ, Den Haag, 1997.

335. Killworth P.D. Time interpolation of forcing fields in ocean models / Killworth P.D. // Journal of Physical Oceanography. – 1996. – v. 26. – P. 136–143.

336. Kishi M.J. NEMURO—a lower trophic level model for the North Pacific marine ecosystem / Kishi M.J., Kashiwai M., Ware D.M. et al. // Ecological Modelling. – 2007. – 202(1). – P. 12–25.

337. Kliem N. On the pressure gradient error in sigma coordinate models: a comparison with laboratory experiment / Kliem N., Pietrzak J.D. // Journal of Geophysical Research. – 1999. – 104. – P. 29781–29799.

338. Knysh V.V. Seasonal and interannual variability of Black Sea hydrophysical fields reconstructed from 1971–1993 reanalysis data / Knysh V.V., Korotaev G.K., Kubryakov A.I. et al. // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2011. – V. 47, N. 3. – P. 399 – 411.

339. Konovalov S.K. Parametrization of the Biochemical Processes of Oxidation and Numerical Modeling of the Seasonal Behavior of the Distribution of Oil Hydrocarbons in the Aerobic Zone of the Black Sea / Konovalov S.K., Kubryakov A.I., Demyshev S.G. // Physical Oceanography. Issue January. – February 2004. – V. 14, Iss. 1. – P. 27– 41.

340. Kordzadze A.A. Simulation and forecast of hydrophysical fields in the part of the Georgian Black Sea coastal zone / Kordzadze A.A., Demetrashvili D.I. // J. Georgian Geoph. Soc. – 2008. – 12. – P. 7–16.

341. Korotaev G.K. Development of Black Sea nowcasting and forecasting system / Korotaev G.K., Oguz T., Kubryakov A.I. et al. // Ocean Sci. – 2011. – 7. – P. 629–649, doi:10.5194/os–7–629–2011,

342. Korotaev G.K. Study of formation process of cold intermediate layer based on reanalysis of Black Sea hydrophysical fields for 1971–1993 / Korotaev G.K., Knysh V.V., Kubryakov A.I. // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – January 2014. – V. 50, Iss. 1. – P. 35–48.

343. Korotaev G. Modelling of the decade hydrometeorological variability in the Black Sea / Korotaev G., Oguz T., Kubryakov A. et al. // Climate Change in the Black Sea – Hypothesis, Observations, Trends Scenarios and Mitigation Strategy for the Ecosystem: 2nd Biannual Scientific and Black Sea Scene EC Project Joint Conference – BS–HOT'2008. 6–9 October 2008, Sofia, Bulgaria.

344. Korotaev G. Near Operational Black Sea nowcasting/forecasting system / Korotaev G., Cordoneanu E., Kubryakov A. et al., present and Future. eds. H. Dahlin, N. C. Flemming, P. Marshand and S. E. Petersson. // European Operational Oceanography: Proceedings of the Fourth EuroGOOS International Conference on EuroGOOS, 6–9 June 2005. Brest, France, ISBN 92–894–9788–2, 2006. – P. 269–275.

345. Korotaev G. ASCABOS Project achievements / Korotaev G., Kubryakov A. // WP3 Expertise. ASCABOS Final Project Meeting, Istanbul, 22–24 October 2008.

346. Korotaev G. A monitoring and forecasting system for the Black Sea / Korotaev G., Kubryakov A., Slabakov H. et al. // 38-th CIESM Congress Proceedings. Istanbul (Turquie), 2007. – V. 38. – P.164

347. Korotaev G. Intermediate and deep currents of the Black Sea obtained from autonomous profiling floats / Korotaev G., Oguz T., Riser S. // Deep–Sea Res. – 2006. – II, 53. – P. 1901– 1910.

348. Korotaev G.K. Operational forecast of the Black Sea dynamics. Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges. / Korotaev G.K., Ratner Yu.B., Kubryakov A.I. et al. // oceedings of the Fifth International Conference on EuroGOOS 20–22 May 2008, Exeter, UK. EuroGOOS Office, SMHI, Norkoping, Sweden, 2010. – P. 177–183.

349. Korotaev G.K. Satellite altimetry observations of the Black Sea level / Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky C.J. // Journ. Geoph.Res. – 2001. – v.106, N C1. – P. 917–933.

350. Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky C.J., Knysh V.V. Satellite altimetry observations of the Black Sea. In Enviromental Degradation of the Black Sea: Challeges and Remedies / Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky C.J., Knysh V.V., edited by S. Besiktepe et. al. // Kluwer Acad., Norwell. Maas. m 1999. – P. 225–244.

351. Korotayev G.K. Identifying sources of pollution in the Black Sea. / Korotayev G.K., Kubryakov A.I., Thoorens F.–X. // The Growing Use of GMES across Europe's Regions. NEREUS–ESA joint publication., 2012. – P. 92–93, (http://esamultimedia.esa.int/multimedia/publications/NEREUS/)

352. Korres G. A one–way nested eddy resolving model of the Aegean and Levantine basins: implementation and climatological runs / Korres G., Lascaratos A. // Annales Geophysicae. – 2003. – 21. – P. 205 – 220.

353. Kourafalou V.H. High resolution simulations on the North Aegean Sea seasonal circulation / Kourafalou V.H., Barbopoulos K. // Ann. Geophys. – 2003. – 21. – P. 251–265.

354. Kubryakov A.I. Black Sea coastal forecasting system / Kubryakov A.I., Korotaev G.K., Dorofeev V.L. et al. // Ocean Sci., 8, 183–196, 2012, doi:10.5194/os–8–183–2012.

355. Kubryakov A.I. The Black Sea Track Web: forecast of oil spill transport / Kubryakov A.I., Korotayev G.K., Thoorens F.–X., et al. // Sustainable Operational Oceanography: 6th EuroGOOS Conference, 4–6 October 2011): book of Abstracts. – Poland: Sopot, 2011. – P. 83.

356. Kubryakov A.I. New tool for the Black Sea environmental safety: BlackSea Track Web /Kubryakov A.I., Korotayev G.K., Thoorens F.–X. et al. // In EGU General Assembly Conference, 22 – 27 April 2012: abstracts. – Austria, Vienna, 2012. –V. 14. – P. 4432

357. Kubryakov A.I. Modeling of Circulation and Propagation of Contaminating Impurities in the Balaklava Bay / Kubryakov A.I., Popov M.A. // Physical Oceanography. – 2005. – V.15, Iss. 3. – P. 180–191.

358. Kubryakov A. Nowcasting/Forecasting subsystem of the circulation in the Black Sea nearshore regions / Kubryakov A., Grigoriev A., Kordzadze A. et al. // 1st Biannual Scientific Conference. Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond. Dedicated to the 10th Anniversary of the Strategic Action Plan for Rehabilitation and Protection of the Black Sea. 8–10 May 2006, Istanbul, Turkey, 2006.

359. Kubryakov A. Pilot experiment on operational functioning of the Black Sea Nowcasting/Forecasting System / Kubryakov A., Grigoriev A., Dorofeev V. et al. // Современное состояние экосистем Черного и Азовского морей: международная научная конференция, 2005: тезисы. – Крым, Донузлав, 2005. – С. 92.

360. Kubryakov A. Nowcasting subsystem of the circulation in the Black Sea nearshore regions. European Operational Oceanography: Present and Future. / Kubryakov A., Grigoriev A., Kordzadze A. et al., eds. H. Dahlin, N.C. Flemming, P. Marshand and S.E. Petersson // Proceedings of the Fourth EuroGOOS International Conference on EuroGOOS, 6–9 June 2005, Brest, France, ISBN 92–894–9788–2, 605–610, 2006.

361. Kubryakov A. Short comparison oil spill drift forecasting systems / Kubryakov A., Korotaev G. // Permanent Secretariat of the Commission on Protection of the Black Sea Against Pollution. MONINFO Project. July 2011, Istanbul, Turkey, p.8.

362. Kubryakov A. Variability of the Black Sea dynamics during two decades / Kubryakov A., Korotaev G., Knysh V. et al. / 2nd Biannual Scientific and Black Sea Scene EC Project Joint Conference «Climate Change in the Black Sea – Hypothesis, Observations, Trends Scenarios and Mitigation Strategy for the Ecosystem» – BS–HOT'2008. 6–9 October 2008, Sofia, Bulgaria.

363. Kubryakov A. The Black Sea Training System / Kubryakov A., Korotaev G., Dorofeyev V., Oguz T. // Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges: 5th EuroGOOS Conference, 20–22 May 2008, Exeter, UK, p.165.

364. Kubryakov A. The Black Sea Neashore Regions Forecasting System: operational implementation. Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges / Kubryakov A., Korotaev G., Ratner Y. et al. // Proceedings of the Fifth International Conference on EuroGOOS 20–22 May 2008, Exeter, UK. EuroGOOS Office, SMHI, Norkoping, Sweden, 2010, 293–296.

365. Kubryakov A. Effects of Penetrative Radiation on the Upper Layer Black Sea Thermodynamics / Kubryakov A., Suslin V., Churilova T., Korotaev G. // MyOcean Science Days,Toulouse, 1–3 December, 2010.

366. Kulebakina L.G. Radioecological monitoring of the Black Sea basin following the Chernobyl NPS acci dent / Kulebakina L.G., Polikarpov G.G. // Seminar on Comparative Assessment of the Environmental Impact of Radionuclides Released During Three Major Nuclear Accidents: Kyshtym, Windscale, Chernobyl. — Luxembourg, Report EUR 13754, 1—5 October 1990, vol. II, pp. 607—648.

367. Large W.G. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds / Large W.G., Pond S. // Journal of physical oceanography. – 1981. – V.11. – P. 324 – 481.

368. Lee T. Ocean State Estimation for Climate Research / Lee T., Awaji T., Balmaseda M.A., Greiner E., Stammer D. // Oceanography. –2009. – 22. – P. 160–167.

369. Liungman O. Scientific Documentation of Seatrack Web: physical processes, algorithms and references / Liungman O., Mattsson J. – 2011, http://www.smhi.se/polopoly_fs/1.15600!Seatrack%20Web%20Scientific%20Documentation.pdf.

370. Livingston H.D. Characteristics of Chernobyl fallout in the southern Black Sea / Livingston H.D., Buesseler K.O., Izmar E., Konuk T. // Radionuclides: A Tools for Oceanography [Eds. by I.C. Guary, P. Gnequeniat, R.I. Pentreath] – Elsevier Applied Science Publishers, Essex, U.K., 1989, p. 204–206.

371. Livingston H.D. Chernobyl fallout studies in the Black Sea and other ocean areas / Livingston H.D., Cbarke W.R. et a1. // Report EML–460, Environmental Measurements Laboratory, U. S. Dept. of Energy, N. Y., 1986, p. 214–223.

372. Madala R.V. A semi–implicit numerical model for baroclinic oceans / Madala R.V., Piacsek S.A. // J. Comp. Phys. – 1977. – V. 23. – P. 167–178.

373. Maderich V. Seasonal dynamics of the system sea–strait: Black Sea–Bosphorus case study / Maderich V., Konstantinov S. // Estuarine, Coastal and Shelf Sciences. – 2002. – 55. – P. 183–196.

374. Maderich V. Application of 3D numerical model THREETOX to the prediction of cooling water transport and mixing / Maderich V., Heling R., Koshebutsky V // J. Environ. Sci. Eng. – 2005. – 7. – P. 53–60.

375. Marchesido P. Open boundary conditions for long–term integration of regional oceanic models / Marchesido P., McWilliams J., Shchepetkin A. // Ocean Modelling. – 2001. – 3. – P. 1–20.

376. Margvelashvily N. THREETOX–a computer code to simulate three–dimensional dispersion of radionuclides in stratified water bodies / Margvelashvily N.,

Maderich V., Zheleznyak M. // Radiation Protection Dosimetry. – 1997. – T. 73, №. 1–4. – C. 177–180.

377. Martin, Paul J. Description of the Navy Coastal Ocean Model Version 1.0. Naval Research Laboratory Technical Report / Martin, Paul J. // NRL/FR/7322–00–9962, 2000. – P. 45.

378. Marsaleix P. Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models / Marsaleix P., Auclair F., Estournel C. // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2006. – T. 23, №. 11. – P. 1604–1613.

379. Marshall J. Hydrostatic, quasi–hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modelling / Marshall J., Hill C., Perelman L., Adcroft A. // Journal of Geophysical Research. – 1997a. – 102 . – P. 5733–5752.

380. Martinho A.S. On reducing the slope parameter in terrain–following numerical ocean models / Martinho A.S., Batteen M.L. // Ocean Modelling. – 2006. – 13. – P. 166–175.

381. Martinsen E.A. Implementation and testing of a lateral boundary scheme as an open boundary condition in a barotropic ocean model / Martinsen E.A., Engedahl H.E. // Coastal Eng. – 1987. – 11. – P. 603–627.

382. McCalpin J.D. A comparison of second–order and fourth–order pressure gradient algorithms in a sigma coordinate ocean model / McCalpin J.D. // International Journal of Numerical Methods in Fluids. – 1994. – 18. – P. 361–363.

383. McWilliams J. C. Modeling the Oceanic General Circulation. Annual Review of Fluid Mechanics / McWilliams J.C. – V. 28 (1996): 215–248 \\ DOI: 10.1146/annurev.fl.28.010196.001243.

384. Mellor G. Comments on: Stability of algebraic non–equilibrium second–order closure models / Mellor G., Burchard H., Deleersnjder E. // [Ocean Modelling 3 (2001) 33–50]. Ocean Modelling. – 2003. –5. – 193–194.

385. Mellor G.L. The pressure gradient conundrum of sigma coordinate ocean models / Mellor G.L., Ezer T., Oey L.–Y. // J. Atmos. Oceanic Technol. – 1994. – 11. – P. 1126–1134.

386. Mellor G.L. Sigma coordinate pressure gradient errors and the seamount problem / Mellor G.L., Oey L.Y., Ezer T. //Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 1998. – T. 15. – C. 1122–1131.

387. Mellor G., Häkkinen S., Ezer T., Patchen R. A Generalization of a Sigma Coordinate Ocean Model and an Intercomparison of Model Vertical Grids In: Ocean Forecasting: Conceptual Basis and Applications / Mellor G., Häkkinen S., Ezer T., Patchen R. [N.Pinardi, J.Woods (Eds.)] // Springer, Berlin, 2002. – P. 52–72.

388. Mellor G.L. An equation of state for numerical models of ocean and estuaries / Mellor G.L. // Journal of Atmospheric and Oceanic Technolog. – 1991. – V. 8. – P. 609–611.

389. Mellor G.L. Modeling Vertical and Horizontal Viscosity and the Sigma Coordinate System / Mellor G.L., Blumberg A.F. // Mon. Wea. Rev. – 1985. –113. – P. 1379–1383.

390. Mellor G.L. Wave breaking and ocean surface layer thermal response / Mellor G.L., Blumberg A.F. // J. Phys. Oceanogr. – 2004. – Vol. 34. – P. 693 –698.

391. Mellor G.L. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems / Mellor G.L., Yamada T. // Reviews of Geophysics and Space Physics. –1982. – V. 20. – P.851–875

392. Mesinger F. On the convergence and error problems of the calculation of the pressure gradient force in sigma coordinate models / Mesinger F. // Geophys.Astrophys. Fluid Dyn. – 1982. – 19. – P. 105–117.

393. Mikhailova E. N. Distinctive features of circulation of waters in the region of the Zmeiny Island under the action of winds of various directions / Mikhailova E.N., Ivanov V.A., Kubryakov A.I., Shapiro N.B. // Physical Oceanography. – 2000. – V. 10, Iss.4. – P. 305–311.

394. Miller M.J. Radiation conditions for the lateral boundaries of limited–area numerical models. Quart / Miller M.J., Thorpe A.J. // J. R. Meteorol. Soc. – 1981. – 107. – P. 615–628.

395. Mubarak W.A., Kubryakov A.I. Hydrological structure of waters of the Persian Gulf according to the data of observations of 1992 // Physical Oceanography. – 2001. – V. 11, № 5. – P. 459–472.

396. Murtugudde R. Effects of penetrative radiation on the upper tropical ocean circulation / Murtugudde R., Beauchamp J., McClain C.R. et al. // Journal of Climate. – 2002. – 15. – P. 470–486.

397. Nakamoto S. Response of the equatorial Pacific to chlorophyll pigments in a mixed layerisopycnal ocean general circulation model / Nakamoto S., Prasanna Kumar S., Oberhuber J.–M. et al. // Geophysical Research Letters. – 2001. – 28. – P. 2021–2024.

398. Nakamoto S. Chlorophyll modulation of sea surface temperature in the Arabian Sea in a Mixed Layer Isopycnal General Circulation Model / Nakamoto S., Prasanna–Kumar S., Oberhuber J.–M. et al. // Geophysical Research Letters. – 2000. – 27. – P. 747–750.

399. Nies H. The radioactive contamination of the Baltic Sea during the years 1983—1987 and its radiological consequences / Nies H. // Dutch Hydrogr. Z., 1988. – v.41, № l. – P. 39—41.

400. Nycander J. Open boundary conditions for barotropic waves / Nycander J., Doos K. // J.Geophys. Res. – 2003. – 108(C5). – P. 3168–3187.

401. Oberhuber J.M. Simulation of the Atlantic circulation with a coupled sea ice–mixed layer–isopycnal general circulation model. Part I: model description / Oberhuber J.M. // Journal of Physical Oceanography. – 1993. – 23. – P. 808–829.

402. Oey L.Y. A three dimensional simulation of the Hudson–Raritan estuary, I, Description of the model and model simulations / Oey L.Y., Mellor G.L., Hires R.I. // J. Phys. Oceanogr. – 1985. – 15. – P. 1676–l692.

403. Oey L. Simulation of the Norwegian Coastal Current in the vicinity of the Halten Bank: comparison with observations and process study of bank–induced meanders / Oey L, Zhang Y–H, Chen P. // Journal of Marine Systems. – 1992. – 3. – P. 391– 416.

404. Oey L. A nested–grid ocean model: with application to the simulation of meanders and eddies in the Norwegian Coastal Current / Oey L., Chen P. // Journal of Geophysical Research. – 1992. – 97(C12). – P. 20,063–20,086.

405. Oguz T. et al., Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during Hydro Black ’91 / Oguz T. et al. // Deep Sea Res. – 1994. – Part I, 41. – P. 603–628.

406. Oguz T. Circulation in the surface and intermediate layers in the Black Sea / Oguz T., Latun V.S., Latif M.A. et al. // Deep Sea Res. – 1993. – V.1, 40. – P. 1597–1612.

407. Oguz T. Seasonal variability of wind and thermohaline–driven circulation in the Black Sea: Modeling studies / Oguz T., Malanotte–Rizzoli P. // Journal of Geophysical Research. – 1996. – July 15, v. 101, no. C7. – P. 16,551–16,569.

408. Oguz T. Wind and thermohaline circulation of the Black Sea by yearly mean climatological forcing / Oguz T., Malanotte–Rizzoli P., Aubrey D. // J. Geophys. Res. – 1995. – v.100, C4. – P. 6845–6863.

409. Oguz T. Physical and biogeochemical characteristics of the Black Sea / Oguz T., Tugrul S., Kideys A.E. et al. // The Sea. – 2005. – V. 14, Chapter 33: 1331–1369.

410. Oliger J. Theoretical and practical aspects of some initial boundary value problems in fluid dynamics, SIAM / Oliger J., Sundstrom A. // J. Appl. Math. – 1978. – 35 (3). – P. 419–446.

411. Orlanski I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows / Orlanski I. // J. Comput. Phys. – 1976. – 21. – P. 251–269.

412. Özsoy Emin. Oceanography of the Black Sea: A review of some recent results / Özsoy Emin, Ünlüata Ümit. // Science Reviews. – November 1997. – V. 42, Iss. 4. – P. 231–272.

413. Pacanowski R.C.P. MOM 2 Documentation, User’s Guide and Reference Manual / Pacanowski R.C.P. // GFDL Ocean Technical1263 Report 3, Princeton, (1995) N3, pp. 232.

414. Palma E.D. On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The barotropic mode / Palma E.D., Matano R.P. // Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012). – 1998. – T. 103. – №. C1. – P. 1319–1341.

415. Palma E.D. On the implementation of open boundary conditionsfor a general circulation model: 2000. – T. 105. – №. C4. – C. 8605–8627. The three–dimensional case / Palma E.D., Matano R.P. //Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012).

416. Patin S. Environmental Impact of the Offshore Oil and Gas Industry / Patin S. // Ecomonitor Pub., 1999. – 425 p.

417. Paulson C.A. Irradiance measurements in the upper ocean / Paulson C.A., Simpson J.J. // Journal of Physical Oceanography. – 1997. – 7. – P. 953–956.

418. Phillips N.A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting / Phillips N.A. // Journal of Meteorology. – 1957. – 14. – P. 184–185

419. Pinardi N. Operational oceanography in the Mediterranean Sea: the second stage of development / Pinardi N., Coppini G. // Ocean Sci., 6, 263–267, 2010. www.ocean–sci.net/6/263/2010/

420. Platt T. Net primary production and stratification in the ocean. in The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment / Platt T., Woods J. D., Sathyendranath S., Barkmann W., edited by O. M. Johannessen, R. D. Muench, and J. E. Overland // Geophys. Monogr. Ser. 1994. – v. 85. - P. 247–254, (AGU, Washington, D. C., doi:10.1029/GM085p0247).

421. Pope R. M. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements / Pope R. M., Fry E.S. // Appl. Opt. – 1997. – V. 36. – 8710–8723.

422. Proctor R. Modelling tides and surface drift in the Arabian Gulf – application to the Gulf oil spill / Proctor R., Flather R.A., Elliot A.J. // Continental Shelf research. – 1994. – v.14. – P. 531–545.

423. Radnóti G. The spectral limited area model ARPEGE–ALADIN / Radnóti G., Ajjaji R., Bubnová R. et al. // Proc. PWPR Rep. Series 7, WMO TD, 699. – 1995. – P. 111–118.

424. Raymond W.H. A radiation boundary condition for multidimensional flows. Quart / Raymond W.H., Kuo H.L. // J.R. Meteorol. Soc. – 1984. – 110. – P. 535–551.

425. Reanalysis Intercomparison and Observations. https://reanalyses.org/

426. Ratner Yu.B. Application of SVP-BTC and ARGO drifters' measurement data for validating the results of seawater temperature forecast in the Black Sea coastal zone / Ratner Yu.B., Kubryakov A.I., Kholod A.L. et al. // Marine Hydrophysical Journal, No.5, 2014, pp.64-70 (in Russian). – 2014. – 5. – P.33–48.

427. Roberts M.J. An intercomparison of a Bryan–Cox–type ocean model and an isopycnic ocean model. Part I: The subpolar gyre and high–latitude processes/ Roberts M.J., Marsh R., New A.L., Wood R.A. // Journal of Physical Oceanography. – 1996. – 26. – P. 1495–1527.

428. Roed L.P., Cooper C. A study of various open boundary conditions for wind–forced barotropic numerical ocean models / Roed L.P., Cooper C., edited by J.C.J. Nihoul and B.N. Jamart // Three–dimensional models of marine and estuarine dynamics, 1987. – P. 305–335, Elsevier.

429. Russell J. Ocean reanalysis / Russell J., Cohn R. // Bookvika publishing, ISBN 978–5–5113–9113–7; 2012, P. 111.

430. Sathyendranath S. The spectral irradiance field at the surface and in the interior of the ocean: a model for applications in the oceanography and remote sensing / Sathyendranath S., Platt T. // Journal Geophys. Res. – 1988. – V.93, No. C8. – P. 9270 – 9280.

431. Semtner A.J. Numerical simulation of the Gulf Stream and mid–ocean eddies/ Semtner A.J., Mintz Y. // Journal of Physical Oceanography. – 1977. – 7. – P. 208–230.

432. Shapiro G.I. Anatomy of shelf–deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the NorthWest Black Sea as derived from remotely sensed data / Shapiro G.I., Stanichny S.V., Stanychna R.R. // Remote Sensing of Environment. – 2010. – 114. – P. 867–875.

433. Shapiro R. The use of linear filtering as a parameterization of atmospheric diffusion / Shapiro R. // J. Atmos. Sci. – 1971. – v. 28, No. 4. – P. 523—531.

434. Shchepetkin A.F. A method for computing horizontal pressure–gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate / Shchepetkin A.F., McWilliams J.C. // Journal of Geophysical Research. – 2003. – V. 108, No. C3. – P. 3501–3534, doi:10.1029/2001JC001047,

435. Shchepetkin A.F. The Regional Ocean Modeling System: A split–explicit, free–surface, topography following coordinates ocean model / Shchepetkin A.F., McWilliams J.C. // Ocean Modelling. – 2005. –9. – P. 347–404.

436. Sheng J. A two–way nested–grid ocean–circulation model for the Meso–American Barrier Reef System / Sheng J., Tang L. // Ocean Dynamics. – 2004. – V. 54, 2. – P. 232 – 242.

437. Sheng J. CANDIE: A new version of the DieCAST ocean circulation model / Sheng J., Wright D.G., Greatbatch R.J., Dietrich D.E. // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 1998. – 15. – P. 1414–1432.

438. Sikiric M. A new approach to bathymetry smoothing in sigma–coordinate ocean models / Sikiric M., Janekovic I., Kuzmic M. // Ocean Modelling. – 2009. – 29. – P. 128–136.

439. Smagorinsky J. General circulation experiments with primitive equations, I. The basic experiment / Smagorinsky J. // Mon. Weather Rev. – 1963. – V. 91. – P. 99–164.

440. Smith R.C. Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) / Smith R.C., Baker K.S. // Appl. Opt. – 1981. – 20. – P. 177–184.

441. Smolarkiewicz P.K. A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion / Smolarkiewicz P.K. // J. Comput Phys. – 1984. – V. 54. – P. 325–362.

442. Smolarkiewicz P.K. A simple positive definite advection transport scheme with small implicit diffusion / Smolarkiewicz P.K. // Monthly Weather Review. – 1983. – V. 111. – P. 479–486.

443. Sokolova E. Synoptic variability in the Black Sea. Analysis of hydrographic survey and altimeter data / Sokolova E., Stanev E.V., Yakubenko V. et al. // Journal of Marine Systems. – 2001. – 31. – P. 45–63.

444. Sommerfeld A. Partial Differential Equations Lect. / Sommerfeld A. // Theoret. Phys., Academic, San Diego, Calif. – 1949. – vol. 6.

445. Song Y. A semi–implicit ocean circulation model using a generalized topography– following coordinate system / Song Y., Haidvogel D. // J. Comp. Physics. – 1994. – 115. – P. 228–244.

446. Sorokin Y.I. The Black Sea Ecology and Oceanography / Sorokin Y.I. // Backhuys Publishers, Leiden, 2002. 875 p.

447. Spall M.A. A nested primitive equation model for oceanic applications / Spall M.A., Holland W.R. // Journal of Physical Oceanography. – 1991. – 21. – P. 205–220.

448. Stacey M.W. Simulations of the wind–forced near–surface circulation in Knight Inlet: A parameterization of the roughness length / Stacey M.W. // J. Phys. Oceanogr. – 1999. – 29. – P. 1363–1367.

449. Stanev E. Understanding of Black Sea dynamics: Overview of recent numerical modeling / Stanev E. // Oceanography. – 2005. – V. 18, No.2. – P. 52–71.

450. Stanev E.V. Numerical simulations of seasonal and interannual variability of the Black Sea thermohaline circulation / Stanev E.V., Beckers J.–M. // Journal of Marine Systems. – 1999. – 22. – P. 241–267.

451. Stanev E.V. Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: Comparison of numerical simulations, surveys and satellite data / Stanev E.V., Bowman M.J., Peneva E.L., Staneva J.V // J. of Marine Research. – 2003. – V. 61. – P. 59–99.

452. Stanev E.V. Numerical study of the Black Sea circulation / Stanev E.V. // Mittalungen des Instituts fur Meereskunde der Universitat Hamburg. 1988. – № 28. – 232 p.

453. Stanev E.V. The impact of the baroclinic eddies and basin oscillations quasi–stable states the Black Sea circulation / Stanev E.V., Staneva J.V. // J. Marine Systems. – 2000. – V. 24. – P. 3–26.

454. Staneva J.V. The application of radiotracers to a study of Black Sea circulation: Validation of numerical simulation against observed weapons testing and Chernobyl ^{137}Cs data / Staneva J.V., Buesseler K.O., Stanev E.V., Livingston H.D. // J. Geophys.Res. – 1999. – v. 104, No. C5. – P. 11,099—11,114.

455. Staneva J.V. Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets Intercomparison study for the Black Sea / Staneva J.V., Stanev E.V. // Oceanologia, Acta. – 1998. – T.21(3). – P. 383–417.

456. Staneva J.V. Water mass formation in the Black Sea during 1991–1995 / Staneva J.V., Stanev E.V. // J. Marine Systems. – 2002. – V. 32. – P. 199–218.

457. Stefanescu S. Ocean wave and circulation modeling at NIMH Romania / Stefanescu S., Cordoneanu E., Kubryakov A. // Romanian Journal of Meteorology. – 2004. – V. 6, No.1.– 2. – P. 75–88.

458. Stoyanov D. The Black Sea contingency planing for marine oil spills // Environmental Degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies / Stoyanov D., Dorogan P., Jelescu S., Eds. Besiktepe S.T., Ünlüata Ü. and Bologa A.S. // NATO Science Partnership Sub–Series, Netherlands: Springer. – 1999. – Vol. 56. – P. 351–367.

459. Subrahmanyam B. Sensitivity of the Indian Ocean Circulation to Phytoplankton Forcing using an Ocean Model / Subrahmanyam B., Ueyoshi K., Morrison J.M. // Remote Sensing of Environment. – 2008. – 112(4). – P. 1488–1496.

460. Treguier A.–M. An eddy permitting model of the Atlantic circulation: evaluating open boundary conditions / Treguier A.–M., Barnier B., de Miranda A.P.et al. // J. Geophys. – 2001. – Res.106 (C10). – P. 22115–22130.

461. Triantafyllou G. Assessing the phenomenology of the Cretan Sea shelf area using coupling modelling techniques / Triantafyllou G., Korres G., Petihakis G. et al. // Ann. Geophys. – 2003. – 21. – P. 237–250.

462. Trukhchev D.I. The Black Sea general circulation and climatic temperature and salinity fields / Trukhchev D.I., Demin Y.L. // Woods Hole Oceanogr. Inst. Tech. Rept. WHOI–92–34 CRC–92–02. 1992. 130 p.

463. Tsanis I.K. A Nested–Grid Hydrodynamic/Pollutant Transport Model for Nearshore Areas in Hamilton Harbour Water Quality Research / Tsanis I.K., Wu J. // Journal of Canada, – 1995. – 30(2). – P. 205–229.

464. Tsimplis M.N. On forcing of sea level in the Black sea / Tsimplis M.N., Josey S.A., Rixen M., Stanev E.V. // J. Geophys. Res. – 2004. – V. 109. C08015.

465. Tsynkov S.V. Numerical solution of problems on unbounded domains. A review / Tsynkov S.V. //Appl. Numer. Math. – 1998. – 27. – P. 465–532.

466. Tuzhilkin V.S. Thermohaline structure of the sea / Tuzhilkin V.S.// The Black Sea Environment: The Handbook of Environmental Chemistry. V.5: Water Pollution, Part 5Q. Springer–Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. – 2008. – P. 217–253

467. Twentieth Session of the Assembly. Paris, 29 June – 9 July 1999. IOC–XX/3.

468. Uppala S.M. et al. The ERA–40 re–analysis. Quart. / Uppala S.M. et al. // J. R. Meteorol. Soc. – 131 – 2961–3012.doi:10.1256/qj.04.176, 2005.

469. Vandenbulcke L. A nested–grid model with data assimilation in the Gulf of Lions / Vandenbulcke L., A. Barth, A. Alvera–Azcarate et al. // Geophysical Research Abstracts. – 2004.– V. 6. – 01989.

470. Weatherly G. On the structure and dynamics of the ocean bottom boundary / Weatherly G., Martin P.J. // J. Phys. Oceanogr., 1978. – 8. – P.557–570.

471. Wilkin John L. Ocean Forecast and Analysis Models for Coastal Observatories / Wilkin John L., Lanerolle Lyon., eds. E.P.Chassignet, Jacques Verron // Ocean Weather Forecasting. – 2006. – P. 549–572.

472. Willebrand J. Circulation characteristics in three eddy–permitting models of the North Atlantic / Willebrand J., Barnier B., Boning C. et al. // Progress in Oceanography. – 2001. – V. 48, Iss. 2–3. – P. 123–161.

473. Winton M. Simulation of density driven frictional downslope flow in z–coordinate ocean model / Winton M., Hallberg R., Gnanadesikan A. // J. Phys. Oceanogr. – 1998. – 28. – P. 2163–2174.

474. Wolff J.–O. The Hamburg Ocean Primitive Equation Model HOPE / Wolff J.–O., Maier–Reimer E., Legutke S. // DKRZ Technical Report No. 13. – 1997.

475. Yapa P.D. Modeling oil spills in a river–lake system / Yapa P.D., Shen H.T., Angammana K.S. //Journal of Marine Systems. – 1994. – v.4. – P.453–471.

476. Zavatarelli M. The numerical study of the Mediterranean Sea circulation / Zavatarelli M., Mellor G.L. // J. Phys. Oceanogr. – 1995. – T. 25, №. 6. – P. 1384–1414.

477. Zavatarelli M. The Adriatic Sea modelling system: a nested approach / Zavatarelli M., Pinardi N. // Ann. Geophys. – 2003. – 21. – P. 345–364.

478. Zodiatis G. High resolution nested model for the Cyprus, NE Levantine Basin, Eastern Mediterranean Sea: implementation and climatological runs / Zodiatis G., Lardner R., Lascaratos A. et al. // Ann. Geophys. – 2003. – 21. – P. 221–236.