

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»

На правах рукописи

Лишаев Павел Николаевич

**ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ НА
ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ АЛЬТИМЕТРИИ И
ОГРАНИЧЕННЫХ КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ**

Специальность 1.6.17. Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
член-корреспондент РАН,
доктор физико-математических наук, профессор
Коротаев Геннадий Константинович

Севастополь – 2024

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
РАЗДЕЛ 1 АЛГОРИТМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТРЕХМЕРНЫХ ПОЛЕЙ ПСЕВДОИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ ДЛЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ АЛЬТИМЕТРИИ, ИЗМЕРЕНИЙ БУЕВ-ПРОФИЛЕМЕРОВ ARGO И МАЛОЧИСЛЕННЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ.....	17
1.1 Методика анализа данных измерений температуры и солёности Чёрного моря с использованием динамического альтиметрического уровня	17
1.1.1 Данные спутниковой альтиметрии и гидрологических измерений.....	17
1.1.2 Построение эмпирических зависимостей среднемесячной солёности и температуры от глубины при различных грациях альтиметрического уровня ...	20
1.1.3 Профили невозмущенной солёности и температуры.....	23
1.1.4 Коррекция среднемесячных профилей невозмущенных температуры и солёности.....	27
1.2 Алгоритм восстановления трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солёности Чёрного моря и их валидация.....	30
1.2.1 Анализ T,S – кривых «нулевой» и не «нулевых» граций альтиметрического уровня.....	30
1.2.2 Установление связи между смещениями уровня моря и отклонениями изохалинных и изотермических поверхностей.....	34
1.2.3 Восстановление трехмерных полей солёности и температуры Чёрного моря за период 1993–2002 гг.	41
1.2.4 Оценка статистических характеристик точности восстановленных трехмерных полей солёности и температуры.....	43
1.2.5 Анализ трехмерных полей солёности и температуры Чёрного моря, воспроизведенных в 1993–2012 гг. по малочисленным измерениям с привлечением альтиметрических данных.....	46
1.2.6 Восстановление трехмерных термохалинных полей с расчетом ежесуточных линейных зависимостей «глубина залегания изохалины – значение альтиметрического уровня».....	52
Выводы к Разделу 1	53

РАЗДЕЛ 2 ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ В РЕТРОСПЕКТИВНОМ АНАЛИЗЕ ЗА 1980–2012 ГГ. ПОСРЕДСТВОМ Z-КООРДИНАТНОЙ МОДЕЛИ МГИ С АССИМИЛЯЦИЕЙ «НЕВОЗМУЩЕННЫХ» ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ	56
2.1 Краткое описание модели Морского гидрофизического института (МГИ)	56
2.2 Результаты реанализа гидрофизических полей моря за 1980–1993 гг. с усвоением среднегодовых «невозмущенных» профилей температуры и солёности в модели, рассчитанных по данным работы	61
2.2.1 Методика формирования среднегодовых профилей температуры и солёности	61
2.2.2 Анализ результатов реанализа гидрофизических полей за период 1980–1993 гг. на основе вихреразрешающей модели.	68
2.3 Результаты реанализа гидрофизических полей моря за 1993–2012 гг. с ассимиляцией в модели среднемесячных «невозмущенных» профилей температуры и солёности, восстановленных по данным альтиметрии и ограниченных контактных измерений	81
2.3.1 Статистические оценки точности восстановленных полей температуры и солёности	81
2.3.2 Тенденции сезонной и межгодовой изменчивости температуры, солёности и кинетической энергии течений.	85
Выводы к Разделу 2	96
РАЗДЕЛ 3. ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ В РЕАНАЛИЗЕ ЗА 1993–2012 ГГ. ПОСРЕДСТВОМ АССИМИЛЯЦИИ ТРЕХМЕРНЫХ ПОЛЕЙ ПСЕВДОИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ В МОДЕЛИ	100
3.1 Применение метода адаптивной статистики для ассимиляции трехмерных полей псевдоизмерений	100
3.1.1 Основные соотношения фильтра Калмана и метода адаптивной статистики	100
3.1.2 Оценка типичных дисперсий ошибок прогноза и подбор параметра релаксации в уравнениях переноса-диффузии дисперсий ошибок	105
3.1.3 Анализ результатов численных экспериментов с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солёности в модели методом адаптивной статистики	108

3.1.4 Выбор параметра релаксации в источниках уравнений переноса-диффузии тепла и соли	109
3.1.5 Сопоставление фактических и модельных дисперсий ошибок прогноза	112
3.1.6 Сравнение восстановленных структур гидрофизических полей мор.	113
3.2 Воспроизведение гидрофизических полей моря в реанализе за 1993–2012 гг. с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солёности в слое 63–500 м.....	117
3.2.1 Описание расчета	117
3.2.2 Статистические характеристики ошибок, восстановленных в реанализе полей температуры и солёности	120
3.2.3 Статистические характеристики точности воспроизведенных в реанализе полей уровня моря	122
3.2.4 Долговременная синоптическая изменчивость бассейна	124
3.3 Восстановление температуры и солёности в верхнем слое Чёрного моря по данным псевдоизмерений.....	127
3.3.1 Основные соотношения для восстановления трехмерных полей псевдоизмерений солёности и температуры моря в слое 2,5–125 м	127
3.3.2 Процедура восстановления трехмерных полей псевдоизмерений солёности и температуры моря в слое 2,5–125 м	130
3.3.3 Анализ результатов восстановления полей псевдоизмерений солёности и температуры за 2012 г.....	132
3.3.4 Реанализ гидрофизических полей моря за 2012 г. посредством ассимиляции псевдоизмерений температуры и солёности в модели МГИ.....	139
Выводы к Разделу 3	145
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	148
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	150
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	151

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования и степень ее разработанности

В настоящее время приоритетным направлением развития Оперативной океанографии является ассимиляция в моделях циркуляции вод информации о состоянии глобального океана и отдельных его составляющих, полученной контактными и дистанционными методами. Эффективная реализация данного направления Оперативной океанографии осуществлялась по международным программам GODAE [Bell et al., 2009] и GODAE OceanView [Bell et al., 2015]. Основной целью этих программ, помимо создания надежной глобальной оперативной системы регулярных прогнозов, является также реанализ состояния океана. Для построения такой системы используются физические модели высокого разрешения, процедуры ассимиляции данных измерений широкой сети наблюдений за состоянием океана. Модели циркуляции вод морских или океанических бассейнов при ассимиляции разнородных наблюдений позволяют оптимальным образом интерполировать измерения на регулярную в пространстве и во времени сетку с оценкой точности представляемых массивов данных расчетов. Реанализ дает возможность проводить исследования изменчивости морской среды в широком интервале пространственно-временных масштабов. Использование полученных при реанализе регулярных массивов данных позволяет воспроизводить характеристики изменчивости морской среды и исследовать механизмы ее формирования.

Для качественного воспроизведения термохалинной стратификации и мезомасштабных процессов важно усваивать данные наблюдений, равномерно распределенные по акватории исследуемого бассейна. Однако, в период с 1993 г. по настоящее время наблюдается резкое снижение количества регулярных гидрологических измерений в Черном море, что значительно усложняет проведение ретроспективного анализа. В то же время, с конца 1992 г. становится доступным новый продукт для акватории Черного моря – динамический альтиметрический уровень моря. Ассимиляция спутниковых альтиметрических наблюдений

совместно с данными гидрологических зондирований в вихреразрешающих моделях циркуляции позволяет воспроизводить особенности сезонной, межгодовой и декадной изменчивости полей Мирового океана или отдельных морей.

Использование методов ассимиляции данных измерений в гидродинамических моделях океана при решении задач ретроспективного анализа обеспечивает реалистичное воспроизведение океанографических полей. В настоящее время к наиболее часто используемым методам относятся вариационное усвоение данных наблюдений (*4D-Var* [Агошков и др., 2013; Gejadze et al., 2008; Залесный, Ивченко, 2015; Пененко, 2009; Пененко, 2015]) и фильтр Калмана ([Jazwinski, 1970; Sakava Youshiyuki, 1972; Кныш, Саркисян, 2003]) в двух его разновидностях расчета матриц ковариаций ошибок прогноза: с упрощенным методом [Беляев и др., 2012; Kaurkin et al., 2016; Дорофеев, Сухих, 2016] и по ансамблю реализаций [Беляев и др., 2012; Evensen, 2003; Counillon, Bertino, 2009]. Ансамблевый фильтр Калмана требует больших мощностей вычислительной техники и не всегда гарантирует получение оптимальных весовых коэффициентов [Counillon, Bertino, 2009].

В алгоритме классического дискретно-непрерывного фильтра Калмана [Jazwinski, 1970; Климова, 2001; Саркисян и др., 1987; Кочергин и др., 1987] в промежутках между наблюдениями компоненты вектора состояния и матрица ковариаций ошибок прогнозируются с использованием матричного оператора гидродинамической модели к моменту поступления наблюдений. В моменты наблюдений прогностические значения компонентов вектора состояния корректируются взвешенными разностями между наблюдениями и интерполированными из узлов сетки в точки наблюдений прогностическими компонентами вектора состояния. Наряду с этим происходит также корректирование матрицы ковариаций ошибок [Климова, 2001]. Упрощенная ковариационная функция ошибок прогноза температуры (солености) применялась в работе [Knysh et al., 2008] для разработки метода адаптивной статистики, использованного для воспроизведения климатических гидрофизических полей Черного моря. В этой работе характерные (типичные) дисперсии ошибок прогноза

температуры и солёности зависели только от вертикальной координаты, а дисперсии ошибок прогноза рассчитывались по однотипным дифференциальным уравнениям. Метод адаптивной статистики использовался также в статье [Мизюк, 2014] для выполнения ретроспективного анализа полей моря. В отличие от работы [Knysh et al., 2008] в статье [Мизюк, 2014] были оценены трехмерные типичные дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности по данным о среднесуточной температуре и солёности реанализа за 1971–1993 гг., позволившие восстановить гидрофизические поля моря в реанализе за 1985–1993 гг. с разрешением модели 4.9×4.9 км. Однако способ оценки типичных дисперсий для реанализа за период с 1993 г. по настоящее время с учетом ограниченности в этот период данных измерений температуры и солёности буями *Argo* так же, как и способ учета этих оценок в дифференциальных уравнениях дисперсий прогноза требуют уточнения.

Таким образом, в условиях оптимизации системы контактных наблюдений, а также наличия спутниковых данных с высоким пространственным и временным разрешениями, появляется необходимость создания алгоритма восстановления трехмерных полей температуры и солёности с достаточной дискретностью как по времени, так и пространству, используя комбинированный анализ доступных данных, для последующего усвоения их в модели циркуляции вод Черного моря.

Объект исследования – Черное море.

Предмет исследования – ежесуточные трехмерные поля псевдоизмерений температуры и солёности Черного моря, восстановленные по редким контактным наблюдениям и данным альтиметрии.

Цель и задачи работы. Восстановить и проанализировать сезонную, межгодовую, междекадную и синоптическую изменчивости гидрофизических полей Черного моря за 1993–2014 гг. Для достижения цели были поставлены и решены следующие задачи:

- 1) Исследовать динамику полей температуры и солёности Черного моря на основе совместного анализа данных гидрологических зондирований и альтиметрии.

2) Разработать алгоритм восстановления трехмерных ежесуточных полей псевдоизмерений температуры и солёности морской воды в бароклинном слое моря на регулярной сетке за 1993 – 2014 гг.

3) Усовершенствовать алгоритм адаптивной статистики для ассимиляции псевдоизмерений температуры и солёности в модели циркуляции моря.

4) Выполнить реанализ гидрофизических полей Черного моря с ассимиляцией трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солёности в модели циркуляции за 1993 – 2014 гг.

5) Исследовать сезонную, межгодовую, междекадную и синоптическую изменчивости гидрофизических полей Черного моря за 1993 – 2014 гг. на основе восстановленных полей псевдоизмерений и данных реанализа.

Теоретическая и практическая значимость работы. В настоящее время контактные измерения в различных частях Мирового океана, как и в Черном море, неравномерны как в пространстве так, и во времени и не дают возможности получить цельную картину пространственной изменчивости таких полей как температура и солёность. В тоже время есть спутниковая альтиметрия, позволяющая определить уровенную поверхность моря с высоким временным разрешением. Предложенный в работе алгоритм позволяет сгладить проблему ограниченности данных контактных измерений и получать ежесуточные трехмерные поля температуры и солёности с разрешением по пространству как у альтиметрических измерений, что, в свою очередь, дает возможность проводить предварительный анализ пространственной (по горизонтам, слоям и глубине) и временной изменчивости гидрофизических полей, еще до привлечения численного моделирования. Также полученные трехмерные поля псевдоизмерений обеспечивают численные модели (гидродинамические и совместные с биогеохимическими) как начальными полями, так и данными для корректировки гидрофизических полей на протяжении выполнения численного эксперимента (при ассимиляции температуры/солёности), чтобы получить наиболее близкие к измерениям выходные данные.

Предложенный в диссертационной работе оригинальный алгоритм позволяет восстанавливать трехмерные ежесуточные поля псевдоизмерений температуры и солености в Черном море и схожих океанических акваториях в условиях ограниченности контактных наблюдений.

Разработана методика выполнения ретроспективного анализа гидрофизических полей Черного моря, результаты которого могут быть использованы для анализа вихревой динамики, сезонной и межгодовой изменчивости термохалинных полей с точностью сопоставимой и выше, чем у существующих на данный момент реанализов.

Предложена методология устранения модельного тренда в межгодовой изменчивости полей температуры и солености Черного моря в приложении к задачам оперативного прогноза состояния морской среды.

Методы исследования. В работе использовались современные методы численного моделирования циркуляции морей и океанов, алгоритмы усвоения данных наблюдений; валидация воспроизведенных трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солености и восстановленных в реанализе проводилась посредством сопоставления с данными контактных наблюдений (буи АРГО, данные контактных измерений, полученных в ходе экспедиционных исследований, находящиеся в базе данных МГИ).

Научная новизна.

1) Впервые установлено существование «базовой» стратификации температуры и солености Черного моря и предложена оригинальная методология ее восстановления по данным альтиметрии и контактных измерений.

2) Показана адиабатичность смещений изохалинных и изотермических поверхностей в слое 100–1000 м глубоководной области Черного моря.

3) Впервые обоснована однопараметричность зависимости глубин залегания изохалин от уровня моря.

4) Впервые предложен алгоритм восстановления трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солености для Черного моря, основанный на совместном анализе ограниченных контактных измерений и данных альтиметрии.

5) Получил дальнейшее развитие метод адаптивной статистики посредством оценки типичных дисперсий ошибок прогноза температуры и солености для модельного расчета на 20-летний интервал времени (с 1993 по 2012 гг.) без ассимиляции данных контактных измерений и подбора весового коэффициента у источника для коррекции значений дисперсий ошибок прогноза таким образом, чтобы величина горизонтальной адвекции и источника в уравнении переноса-диффузии тепла и соли были сопоставимы по порядку.

6) Обнаружен эффект распреснения вод Черного моря в 1993–2012 годах в верхнем 30-метровом слое и осолонение в более глубоких слоях на основе данных о профилях «базовой» солености и результатах реанализа.

Положения, выносимые на защиту:

1) методология комбинированного анализа альтиметрических и малочисленных гидрологических наблюдений в Черном море;

2) особенности изменчивости изотермических и изохалинных поверхностей на основе комплексного анализа альтиметрических и гидрологических данных;

3) оригинальный алгоритм восстановления ежесуточных трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солености Черного моря по данным редких контактных измерений и альтиметрии;

4) усовершенствованная методология ассимиляции данных псевдоизмерений в модели на основе алгоритма адаптивной статистики;

5) характеристики сезонной, межгодовой, междекадной и синоптической изменчивостей полей Черного моря, полученные на основе анализа данных восстановленных полей псевдоизмерений и реанализа.

Степень достоверности и апробация результатов. Результаты реанализа сопоставлялись с данными наблюдений (профили температуры и солености по данным буев-профилемеров Argo [Roemmich et al., 2009], картами аномалий уровня моря AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>), данными реанализа гидрофизических полей Черного моря [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б]. Сопоставление показало хорошее качественное и количественное воспроизведение сравниваемых параметров.

Основные результаты диссертации представлялись на семинарах отдела динамики океанических процессов и «Оперативной океанографии» ФГБУН ФИЦ МГИ, на российских и международных конференциях:

1) Международная конференция «Южные моря как имитационная модель океана», г. Севастополь, сентябрь 2012 г.

2) Open science conference on operational oceanography. MyOcean Science Days 2014, Toulouse, France, 22–24 September 2014.

3) Молодежная научная конференция «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования», г. Севастополь, 25–29 апреля 2016 г.

4) Международная научная конференция «Мировой океан: модели, данные и оперативная океанография», г. Севастополь, 26–30 сентября 2016 г.

5) XIV Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», г. Москва, 14–18 ноября 2016 г.

6) II Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана», г. Москва, 10–15 апреля 2017 г.

7) Всероссийская научная конференция «Моря России: методы, средства и результаты исследований», г. Севастополь, 23–27 сентября 2018 г.

8) Всероссийская научная конференция «Моря России: фундаментальные и прикладные исследования», г. Севастополь, 23–28 сентября 2019 г.

Связь с научными программами, планами, темами. Работа выполнена в соответствии с планами научных исследований Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Морской гидрофизический институт РАН» в рамках следующих научно-исследовательских проектов:

1) тема НАН Украины «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию Черного и Азовских морей, на основе современных методов контроля состояния морской среды» (шифр «Фундаментальная океанология»), ГР № 0111U001420 (2011–2015 гг.), исполнитель;

2) тема НАН Украины «Климатические сценарии, мониторинг и риски» (шифр «Риски»), ГР № 0112U000709 (2012–2016 гг.), исполнитель;

3) проект РФФИ «Ретроспективный анализ полей Черного моря как современный инструмент исследования изменчивости бассейна», № 14–45–01548 (2014 г.), исполнитель;

4) тема «Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий», № 0827–2014–0011 (2014–2017 гг.), исполнитель;

5) проект РФФИ «Динамическая и термохалинная структура вихрей Черного моря по данным спутниковой альтиметрии, численного моделирования и измерений буев-профилемеров Арго», № 16–05–00264а (2016–2017 гг.), исполнитель;

6) проект РФФИ «Ретроспективный анализ и исследование изменчивости гидрологических полей Черного моря», № 16–05–00621 (2016–2017 гг.), исполнитель;

7) тема «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений», № 0827–2018–0002 (2018–2020 гг.), исполнитель;

8) проект РНФ «Новые методы и суперкомпьютерные технологии анализа и прогноза Мирового океана и Арктического бассейна», № 17–77–30001 (2018 – 2020 гг.), исполнитель.

9) КНП по приоритетным направлениям научно-технологического развития «Южный вектор национальной безопасности в условиях геополитических и климатических вызовов» (Соглашение №075–15–2024–528 от 24.04.2024 г.)

Личный вклад автора. Постановка и формулировка задач проводились совместно с научным руководителем, с которым обсуждались основные научные результаты и формулировки выводов. Лично автором были проведены усовершенствование метода адаптивной статистики ассимиляции данных

наблюдений в модели циркуляции Черного моря; реализация алгоритма восстановления трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солености по редким данным контактных измерений на гидрологических станциях, буями-профилемерами и данным альтиметрии для Черного моря; проведение численных расчетов и анализ полученных результатов.

Публикации по теме диссертации. По теме диссертации опубликовано в соавторстве 20 научных работ, из них 10 статей в рецензируемых научных журналах и 10 тезисов докладов на всероссийских и международных конференциях.

Требованиям ВАК при Минобрнауки России удовлетворяют 10 работ рецензируемых научных изданиях [1–10]. В их числе 9 работ [2–10] в рецензируемых научных изданиях, входящих в наукометрические базы SCOPUS [3, 6, 9, 10] и Web of Science [2–10] и 1 работа [1] в издании, соответствующем п. 10 Постановления Правительства Российской Федерации от 30 июля 2014 г. №723 «Об особенностях присуждения ученых степеней и присвоения ученых званий лицам, признанным гражданами Российской Федерации в связи с принятием в Российскую Федерацию Республики Крым и образованием в составе Российской Федерации новых субъектов – Республики Крым и города федерального значения Севастополя».

Статьи в рецензируемых журналах

1. Лишаев П.Н., Коротаев Г.К., Кныш В.В., Мизюк А.И., Дымова О.А. Восстановление синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа за 1980 – 1993 годы // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – №5. – С. 49–68.

2. Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В. Методика анализа данных измерений температуры и солености Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – №2. – С. 26–42. DOI: 10.22449/0233-7584-2015-2-26-42.

(Korotaev G.K., Lishaev P.N., Knysh V.V. Technique of the Black Sea Temperature and Salinity Measurement Data Analysis Using Dynamic Altimetry Level // Physical

Oceanography, [e-journal]. – 2015. – 2. – P. 24–38. DOI: 10.22449/1573-160X-2015-2-24-38).

3. Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В. Восстановление трехмерных полей солености и температуры Черного моря по данным спутниковых альтиметрических наблюдений // Исследование Земли из космоса. – 2016. – №1–2. – С. 199–212. DOI: 10.7868/S0205961416010073.

(Korotaev G.K., Lishaev P.N., Knysh V.V. Reconstruction of the Three-Dimensional Salinity and Temperature Fields of the Black Sea on the Basis of Satellite Altimetry Measurements // Izvestia. Atmospheric and Oceanic Physics. – 2016. – Vol.52, №9. – P.961-973. DOI: 10.1134/S0001433816090152).

4. Кныш В.В., Коротаев Г.К., Лишаев П.Н. Методика использования трехмерных полей температуры и солености Черного моря, восстановленных по малочисленным данным измерений и альтиметрии, в оперативной прогностической модели // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – №2. – С. 53–69. DOI: 10.22449/0233-7584-2016-2-53-69.

(Knysh V.V., Korotaev G.K., Lishaev P.N. Methodology of Application of the Black Sea Three-Dimensional Temperature and Salinity Fields Reconstructed on the Basis of Altimetry and Scanty Measurements in the Operational Prognostic Model // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2016. – 2. – P. 46–61. DOI: 10.22449/1573-160X-2016-2-46-61).

5. Кныш В.В., Лишаев П.Н. Уточнение методики восстановления трехмерных полей солености и температуры Черного моря по редким измерениям и альтиметрии // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – №6. – С. 5–17. DOI: 10.22449/0233-7584-2016-6-5-17.

(Knysh V.V., Lishaev P.N. Improvement of the Method for Reconstructing the Temperature and Salinity Three-Dimensional Fields of the Black Sea Based on Insufficient Measurements and Altimetry // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2016. – 6. – P. 3–14. DOI: 10.22449/1573-160X-2016-6-3-14).

6. Коротаев Г.К., Саркисян А.С., Кныш В.В., Лишаев П.Н. Реанализ сезонной и межгодовой изменчивости полей Черного моря за 1993 – 2012 гг. //

Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2016. – Т.52, №4. – С. 475-487. DOI: 10.7868/S0002351516040076.

(Korotaev G.K., Knysh V.V., Lishaev P.N., Sarkisyan A.S. Reanalysis of Seasonal and Interannual Variability of Black Sea Fields for 1993 – 2012 // Izvestia. Atmospheric and Oceanic Physics. – 2016. – Vol.52, №4. – P. 418-430. DOI: 10.1134/S0001433816040071).

7. Коротаев Г.К., Кныш В.В., Лишаев П.Н., Демышев С.Г. Применение метода адаптивной статистики для реанализа полей Черного моря с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солености в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – Т.34, №1. – С. 40–56. DOI: 10.22449/0233-7584-2018-1-40-56.

(Korotaev G.K., Knysh V.V., Lishaev P.N., Demyshev S.G. Application of the Adaptive Statistics Method for Reanalysis of the Black Sea Fields Including Assimilation of the Temperature and Salinity Pseudo-measurements in the Model // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2018. – 25(1). – P. 36–51. DOI: 10.22449/1573-160X-2018-1-36-51).

8. Лишаев П.Н., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Воспроизведение изменчивости уровня и характеристик пикноклина Черного моря на основе метода адаптивной статистики // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – Т.34, №4. – С. 271–282. DOI: 10.22449/0233-7584-2018-4-271–282.

(Lishaev P.N., Knysh V.V., Korotaev G.K. Reproduction of Variability of the Black Sea Level and Pycnocline Characteristics Based on the Adaptive Statistics Method // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2018. – 25(4). – P. 251–261. DOI: 10.22449/1573-160X-2018-4-251-261).

9. Лишаев П.Н., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Восстановление температуры и солености в верхнем слое Черного моря по данным псевдоизмерений на нижележащих горизонтах // Морской гидрофизический журнал. – 2019. – Т.35, №2. – С. 114–133. DOI: 10.22449/0233-7584-2019-2-114-133.

(Lishaev P.N., Knysh V.V., Korotaev G.K. Reconstruction of Temperature and Salinity in the Upper Layer of the Black Sea Using Pseudo-Measurements on the Underlying Horizons // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2019. – 26(2). – P. 104–122. DOI: 10.22449/1573-160X-2019-2-104-122).

10. Лишаев П.Н., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Восстановление гидрофизических полей Черного моря с ассимиляцией поверхностной температуры и псевдоизмерений температуры, солёности в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2020. – Т.36, №5. – С. 485–500. DOI: 10.22449/0233-7584-2020-5-485-500. (Lishaev P.N., Knysh V.V., Korotaev G.K., Reconstructing the Black Sea Hydrophysical Fields Including Assimilation of the Sea Surface Temperature, and the Temperature and Salinity Pseudo-Measurements in the Model // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2020. – 27(5) – P. 445-459. DOI: 10.22449/1573-160X-2020-5-445-459).

Благодарности. Автор диссертации выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю чл.-корр. РАН, д-ру физ.-мат. наук Г.К. Коротаеву за помощь в выборе тематики исследования, последовательное руководство и ценные рекомендации на всех этапах выполнения работы. Соискатель выражает глубокую признательность д-ру физ.-мат. наук В.В. Кнышу, д-ру физ.-мат. наук С.Г. Демьшеву, д-ру физ.-мат. наук А.А. Кубрякову, к.ф.-м.н. А.М. Мизюку и канд. физ.-мат. наук Д.В. Алексееву за поддержку, чуткое консультирование, конструктивные замечания и дискуссии, помощь в подготовке диссертации. Автор сердечно признателен им за ценные советы и помощь в преодолении возникавших трудностей.

Структура и содержание работы. Работа состоит из Введения, трех Разделов, Заключение, Списка сокращений и условных обозначений, Списка использованных источников. Объем работы составляет 163 страницы. Текст исследования иллюстрирован 69 Рисунками и 12 Таблицами. Библиографический список включает в себя 109 наименований, в том числе 49 на английском языке.

РАЗДЕЛ 1 АЛГОРИТМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТРЕХМЕРНЫХ ПОЛЕЙ ПСЕВДОИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ ДЛЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ АЛЬТИМЕТРИИ, ИЗМЕРЕНИЙ БУЕВ-ПРОФИЛЕМЕРОВ ARGO И МАЛОЧИСЛЕННЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

1.1 Методика анализа данных измерений температуры и солёности Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня

1.1.1 Данные спутниковой альтиметрии и гидрологических измерений.

Развитие методов дистанционного зондирования с ИСЗ дало возможность получить совершенно новые представления об изменчивости океанических полей. Однако большая часть дистанционных измерений позволяет наблюдать только проявления различных процессов на морской поверхности. Особое место среди методов дистанционного зондирования океана занимает спутниковая альтиметрия, позволяющая воспроизводить топографию морской поверхности. Крупномасштабные уклоны морской поверхности определяют поверхностные геострофические течения, которые в свою очередь зависят от распределения температуры и солёности морской воды в пределах главного океанического пикноклина. Такая связь хорошо известна океанологам и является основой динамического метода расчета морских течений [Sandstrom, Helland–Hansen, 1903; Мамаев, 1955; Зубов, Мамаев, 1956; Фомин, 1961]. Также известно существование высокой корреляции между колебаниями уровня моря и флуктуациями температуры и солёности на различных глубинах, положенное в основу методов ассимиляции спутниковых альтиметрических наблюдений в численных моделях океанической циркуляции [Mellor, Ezer, 1991; Knysh et al., 1996; Counillon, Bertino, 2009]. Основываясь на высокой корреляции колебаний уровня моря и флуктуаций температуры и солёности на различных глубинах, в работах [Guinehut et. al., 2004; Guinehut et al., 2012] предложен статистический метод восстановления трехмерных

полей этих параметров. Однако корреляционные связи надежны, когда существует линейная зависимость между рассматриваемыми полями. В то же время аномалии температуры и солености изменяются нелинейно при смещении изотермических и изохалинных поверхностей. Поэтому для повышения точности восстановления трехмерных полей температуры и солености морской воды желательно отказаться от простых корреляционных связей и построить физически более адекватный алгоритм.

В данном разделе на примере Черного моря предложен алгоритм восстановления трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солености морской воды по данным альтиметрии свободный от отмеченных выше недостатков. Он основан на представлении о преобладании адиабатических процессов, определяющих изменчивость этих полей в широком диапазоне пространственно-временных масштабов, что подтверждается наблюдениями.

Методику анализа данных измерений температуры и солености совместно с динамическим альтиметрическим уровнем Черного моря продемонстрируем для периода 1993–2002 гг.

Для восстановления псевдоизмерений используются массивы аномалий альтиметрического уровня для бассейна Черного моря, доступные на портале AVISO с 1992 г. Аномалии уровня моря представлены в виде значений на регулярной сетке с пространственным разрешением $1/8^\circ$ и дискретностью по времени равной 7 суткам. Массивы аномалий доступны по веб-адресу <http://www.aviso.altimetry.fr>. Для построения карт альтиметрического уровня моря значения аномалий уровня суммировались со значениями среднегодового климатического уровня Черного моря, восстановленного в работе [Кныш и др., 2008].

Для совместного анализа альтиметрического динамического уровня и измерений температуры и солености поля уровня были линейно интерполированы на каждые сутки. Для примера на Рисунке 1.1 представлен восстановленный альтиметрический динамический уровень моря на 2 апреля 1995 года. Интервал между изолиниями составляет 2 см. В структуре уровня отчетливо видны Основное

Черноморское течение (ОЧТ), восточный (ВЦК), и западный (ЗЦК) циклонические круговороты, справа от ОЧТ расположены антициклонические вихри: Севастопольский (Сев), Калиакрский (Ка), Сакарьякский (Сак), Синопский (Син), Кизилірмакский (Киз), Батумский (Бат), Кавказский (Кав).

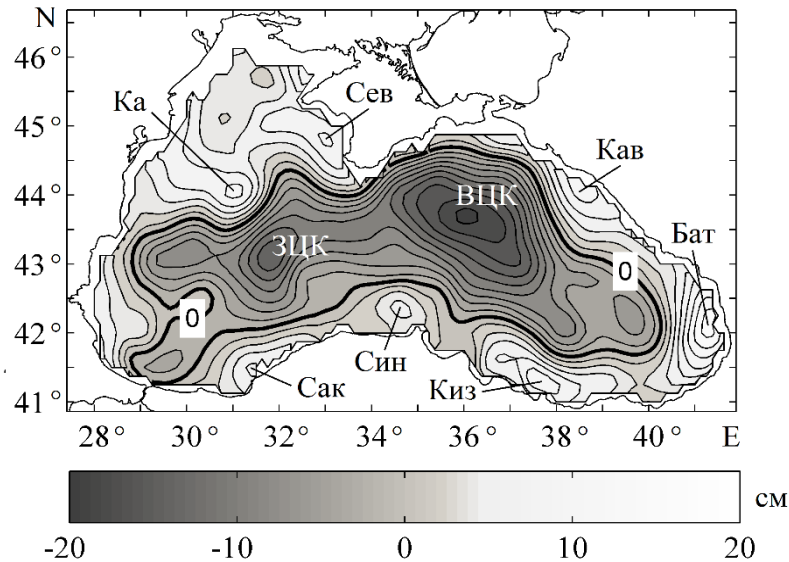


Рисунок 1.1 – Топография динамического альтиметрического уровня моря на 2 апреля 1995 года

Данные по температуре и солёности Черного моря представлены измерениями на гидрологических станциях (Банк океанографических данных МГИ РАН) и всплывающих буях-профилемерах Argo [Stefanov et al., 2011; Gould et al., 2004]. Эти данные скомпонованы по месяцам и интерполированы по вертикали В.Н. Белокопытовым на следующие горизонты: 2.5, 5, 10, ..., 30, 40, 50, 63, 75, 88, 100, 113, 125, 150, 175, 200, 250, 300, 400, ..., 2100 м. Для анализа использовались данные наблюдений в глубоководной акватории Черного моря, ограниченной изобатой 500 м. Для примера на Рисунке 1.2 представлено пространственное распределение станций для апреля 1993 года и октября 2000 года. Таблица 1.1 отражает характерную информацию о каждой станции: время измерения, координаты, значения температуры и солёности на 38 горизонтах.

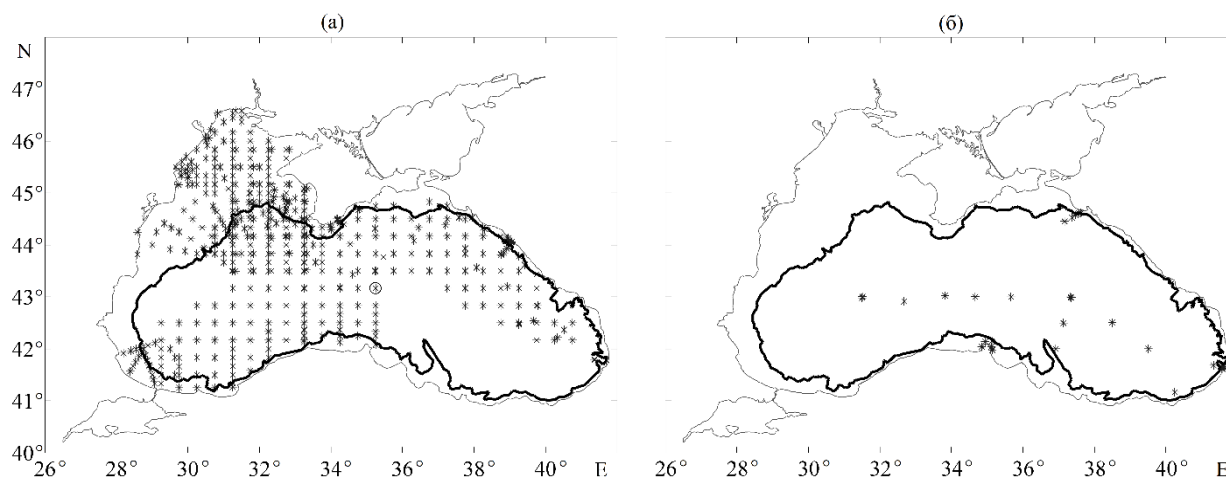


Рисунок 1.2 – Пространственное распределение станций измерений в Черном море для апреля 1993 г. (а) и октября 2000 г. (б). Толстой черной линией обозначена изобата 500 м

Таблица 1.1 – Характеристики гидрологической станции, отмеченной кружком на Рисунке 1.2 а

Год	Месяц	Число	Широта	Долгота	Температура, °С	Соленость, ‰
1993	4	9	43.1670	35.2500	8.3052 (всего 38 значений)	18.4252 (всего 38 значений)

1.1.2 Построение эмпирических зависимостей среднемесячной солености и температуры от глубины при различных грациях альтиметрического уровня. Построение отмеченных зависимостей составляет основу предложенной методики совместного анализа данных контактных измерений температуры и солености и спутниковых альтиметрических наблюдений динамического уровня моря.

Все значения уровня моря разбивались на градации – области между целочисленными значениями изолиний уровня с шагом 1 см. Например, «–3, –2», «–2, –1», «–1, 0», «0, 1», «1, 2», «2, 3», «3, 4»,..., см.

Каждому вертикальному зондированию соответствует время (год, месяц, число, часы, минуты), в которое оно было выполнено, и координаты. Для того чтобы отнести станцию, на которой проводилось измерение, к определенной градации уровня моря, была проведена интерполяция значений альтиметрического динамического уровня, соответствующего времени выполнения станции, в точку с ее координатами. Для статистической обеспеченности градаций данными корабельных наблюдений необходимо было выбрать квазиоптимальный интервал времени, за который происходило накопление измерений. В работе [Коротаев и др., 2010] были проведены специальные модельные численные эксперименты по определению такого интервала, показавшие, что он может составлять 30 – 40 суток. Мы использовали расширенное «временное окно», которое составило три месяца («средний» месяц, которому присваивалось значение полученной температуры и солености, плюс (минус) один месяц). Такой интервал времени накопления обусловлен тем, что измерений в некоторые месяцы было весьма мало, либо они не проводились вовсе (например, январь – февраль – март 1997 г.). Вместе с тем влияние не адиабатических процессов при таком окне осреднения не должно искажать выведенные ниже закономерности.

В пределах каждой градации на отмеченных горизонтах среднемесячное значение солености (температуры) находилось как среднеарифметическое значений соответствующих параметров на станциях, попавших в данную градацию и выбранное временное окно. Среднемесячное значение присваивалось начальному значению градации. Также были рассчитаны величины соответствующих дисперсий.

На каждом горизонте для всего периода времени были построены диаграммы эмпирических зависимостей между значениями градаций альтиметрического динамического уровня моря и соответствующими среднемесячными значениями солености (температуры). Аналогичные диаграммы построены между значениями градаций уровня и соответствующими значениями дисперсий. Анализ диаграмм позволяет судить о степени обеспеченности данными наблюдений каждой градации на каждом горизонте.

На диаграмме (Рисунок 1.3, а) видно, что в марте 1993 г. обеспеченность данными измерений солёности во всех градациях уровня моря вполне достаточная. В октябре 1995 г. (Рисунок 1.3, б), как и в большинстве месяцев после этого года, данные измерений не покрывают всей изменчивости поля уровня. Поэтому на этом рисунке многие градации являются пустыми.

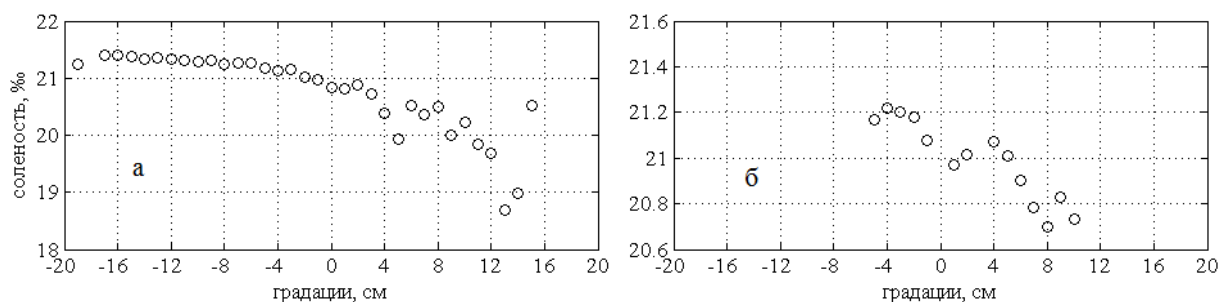


Рисунок 1.3 – Диаграммы значений среднемесячной солёности для каждой градации уровня моря на горизонте 150 м: а – март 1993 г.; б – октябрь 1995 г.

Циркуляция вод Черного моря во многом объясняет пространственное распределение солёности в слое постоянного галоклина. Отрицательные значения градаций уровня моря соответствуют западному и (или) восточному циклоническим круговоротам вод, а также циклоническим вихрям (при их присутствии). Этим структурам соответствуют поднятие вод и повышенные значения солёности. Антициклоническим вихревым образованиям отвечают положительные значения градаций уровня, опускание вод и пониженные значения солёности. Рисунки 1.3, а, б подтверждают отмеченные особенности циклонических и антициклонических структур в случаях редких данных измерений солёности на станциях.

Диаграммы «среднемесячная температура – градации альтиметрического уровня» отражают более сложные зависимости, обусловленные влиянием холодного промежуточного слоя (ХПС) моря. Показательным является месяц май 1993 г. (холодная зима) и 1995 г. (нормальная зима) [Титов, 2000а; Титов, 2003; Титов 2000б; Staneva, Stanev, 2002; Stanev et al., 2003; Akpinar A. et. al., 2017]. Именно в этот месяц из-за весеннего прогрева вод моря происходило

формирование умеренно обновленного ХПС в 1995 году и полностью обновленного ХПС в 1993 году [Титов, 2003]. На диаграммах Рисунка 1.4, а – г видно, что на горизонтах 63 и 88 м преобладают значения среднемесячных температур меньше 8°C. Они характеризуют воды ХПС в диапазоне всех отрицательных и положительных градаций уровня. Значения среднемесячной температуры в мае 1995 г. более высокие, чем в мае 1993 г. Повышенные значения среднемесячной температуры в отрицательных градациях уровня и пониженные ее значения в положительных градациях обусловлены апвеллингом и даунвеллингом соответственно. Диаграммы, построенные для остальных лет, подтверждают уменьшение холодозапаса ХПС Черного моря к концу периода 1993–2002 гг.

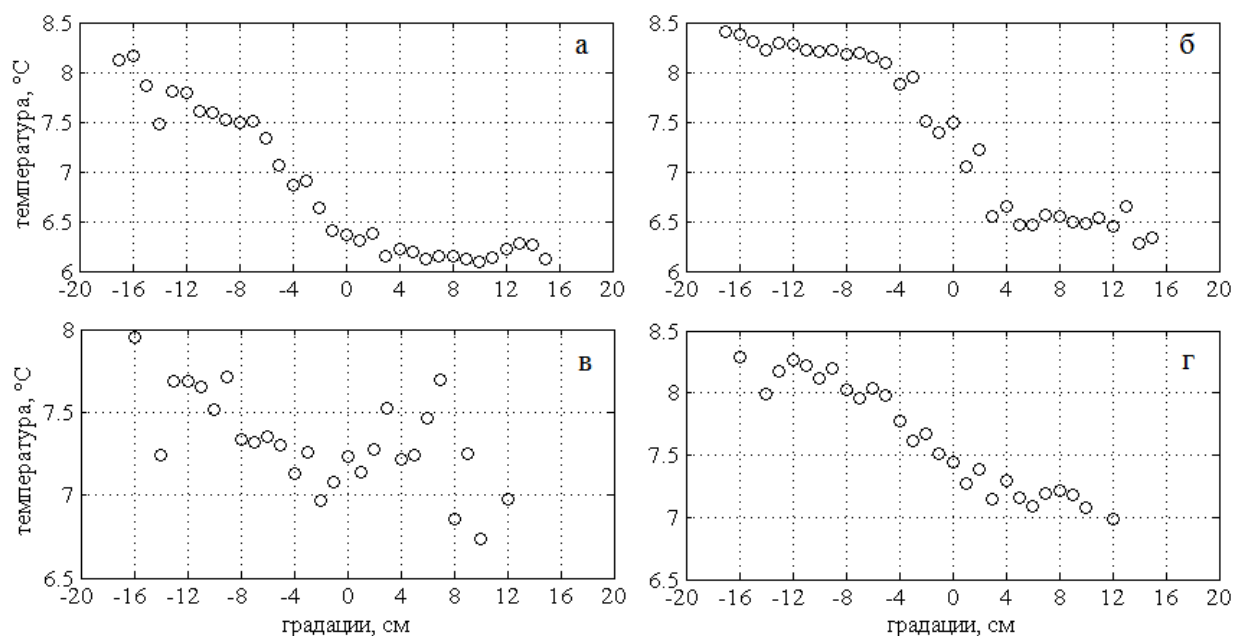


Рисунок 1.4 – Диаграммы значений среднемесячной температуры для каждой градации уровня моря на горизонтах 63 м (а, в) и 88 м (б, г) для мая 1993 г. (а, б) и мая 1995 г. (в, г)

1.1.3 Профили невозмущенной солености и температуры. Из всего множества полученных для градаций уровня среднемесячных профилей солености и температуры выделим профили «нулевой» градации (т.н. профили невозмущенной солености и температуры). Эта градация заключена в интервале значений альтиметрического динамического уровня Черного моря «– 1, 0, 1» см.

Для определения смещения изохалинных и изопикнических поверхностей обусловленных адиабатически обратимыми процессами естественно привлечь профили «нулевой» градации.

Рассмотрим особенности среднемесячных вертикальных профилей невозмущенной солёности в слое 0–300 м (Рисунок 1.5, а, в).

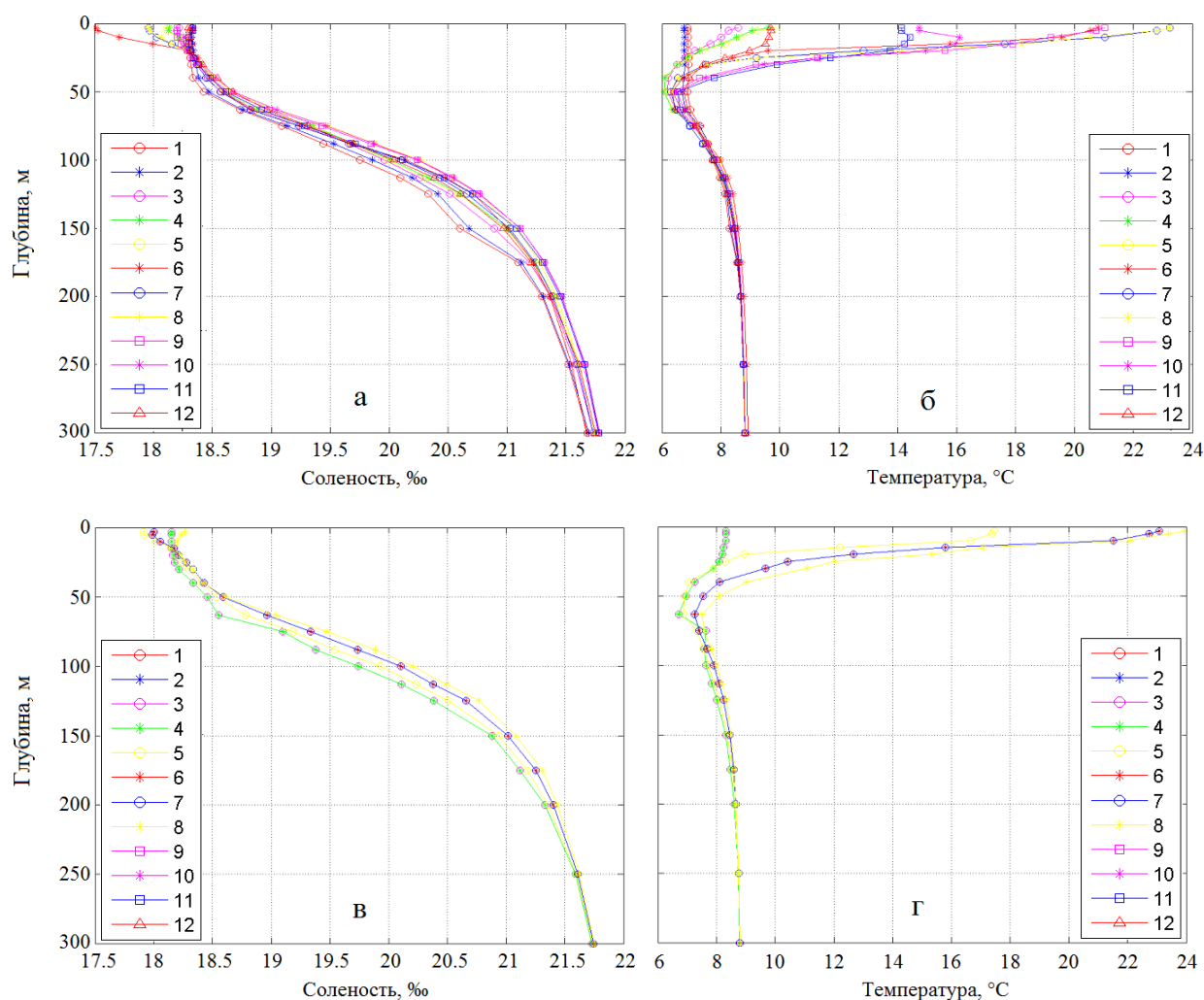


Рисунок 1.5 – Среднемесячные вертикальные профили солёности (а, в) и температуры (б, г) «нулевой» градации уровня в слое 0–300 м:

а, б – 1993 г., в, г – 1996 г.

Прежде всего, обратим внимание на 1993 год, когда профили солёности получены для каждого месяца. В то же время интервал накопления измерений, равный трем месяцам, позволил построить вертикальные профили невозмущенной солёности только для марта – августа 1996 года. Причем, для марта и апреля, также

как и для июня и июля, профили невозмущенной солености одинаковы. Повторение одинаковых профилей солености (температуры) для соседних месяцев в 1996 и 1997 гг. обусловлено малым количеством измерений.

Характерной чертой вертикальной структуры солености является наличие двух галоклинов – сезонного и постоянного. Сезонный галоклин наблюдается в период апрель – сентябрь в слое 0–25 м (Рисунок 1.5, а) и в слое 0–20 м (Рисунок 1.5, в). Верхний квазиоднородный слой моря в 1993 г. хорошо выражен с ноября по март. Максимальная глубина слоя наблюдается в январе и равна ~38 м. Глубина залегания постоянного (основного) галоклина 50–150 м.

Профили невозмущенной температуры для 1993 г. и 1996 г. (Рисунок 1.5, б, г) демонстрируют основные особенности вертикальной термической структуры Черного моря. В январе и феврале 1993 года (холодная зима) четко выделяется квазиоднородный слой максимальной глубины ~50 м. Инверсии температуры в октябре и ноябре объясняются осенним охлаждением поверхностных вод моря. В марте и апреле поверхностная вода прогревается, в июне – сентябре в слое 0–40 м наблюдается ярко выраженный сезонный термоклин. Холодный промежуточный слой хорошо виден в июне – октябре 1993 г. с глубинами залегания от 25–35 м до 100 м. Температура в июне – августе 1996 года (нормальная зима) в слое подповерхностного минимума примерно в два раза меньше температуры в эти же месяцы 1993 года.

Межгодовая изменчивость профилей невозмущенной температуры свидетельствует, что наибольший холодозапас ХПС наблюдается в 1993 г. (Рисунок 1.6). В остальные годы холодозапас ХПС уменьшается, что согласуется с междесятилетней изменчивостью температуры [Oguz et al., 2006; Шокурова, 2010; Полонский и др., 2013]. Это особенно хорошо проявляется на горизонтах 50, 75 и 100 м на междекадных периодах времени 1991–2000, 1996–2005, 2001–2008 гг. [Полонский и др., 2013]. Наибольшая температура ХПС видна в июньском профиле 2002 года.

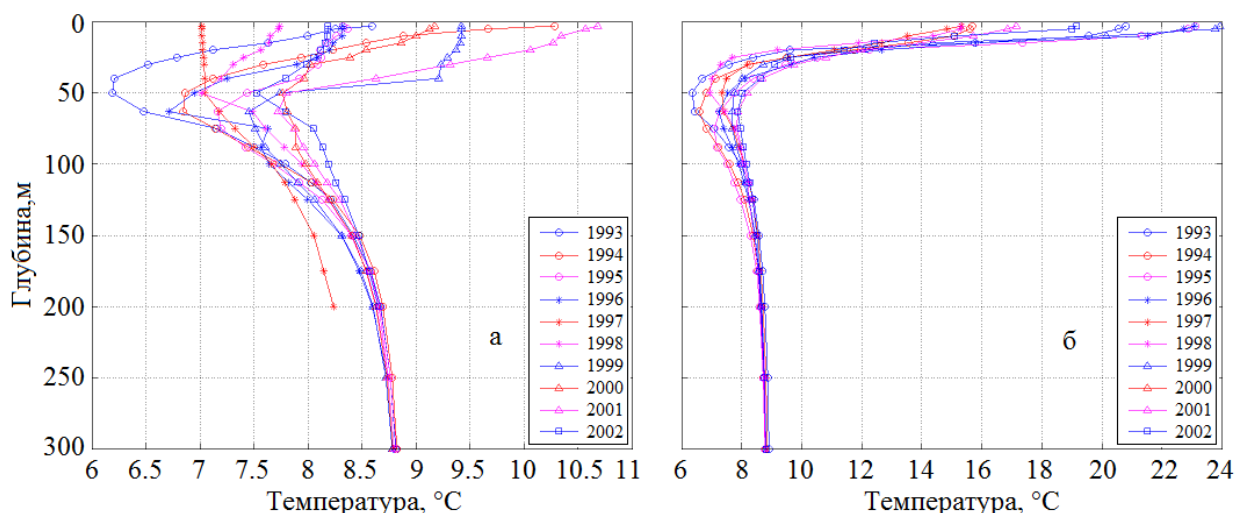


Рисунок 1.6 – Профили температуры «нулевой» градации уровня в слое 0–300 м:
а – март 1993 – 2002 гг., б – июнь 1993 – 2002 гг.

Отметим, что измерения на станциях в большинстве случаев выполнялись до глубин 500–600 м (в некоторых случаях до 200 м (Рисунок 1.6, а)). Кроме того, вследствие недостаточного количества измерений в некоторые месяцы в среднемесячных профилях основную роль играют данные станций не среднего месяца, к которому этот профиль относился, а одного из соседних (например, среднемесячный профиль температуры и солёности для марта 1997 г. рассчитан только по данным станций за апрель 1997 г.).

Среднемесячные профили невозмущенной температуры и солёности, полученные по описанной методике, качественно отражают характерную для 1993–2002 гг. сезонную и межгодовую изменчивость термохалинных параметров Черного моря (Рисунок 1.7, а, б). Однако, на диаграммах видны отдельные месяцы, для которых не удастся восстановить невозмущенные профили температуры и солёности с помощью предложенной методики.

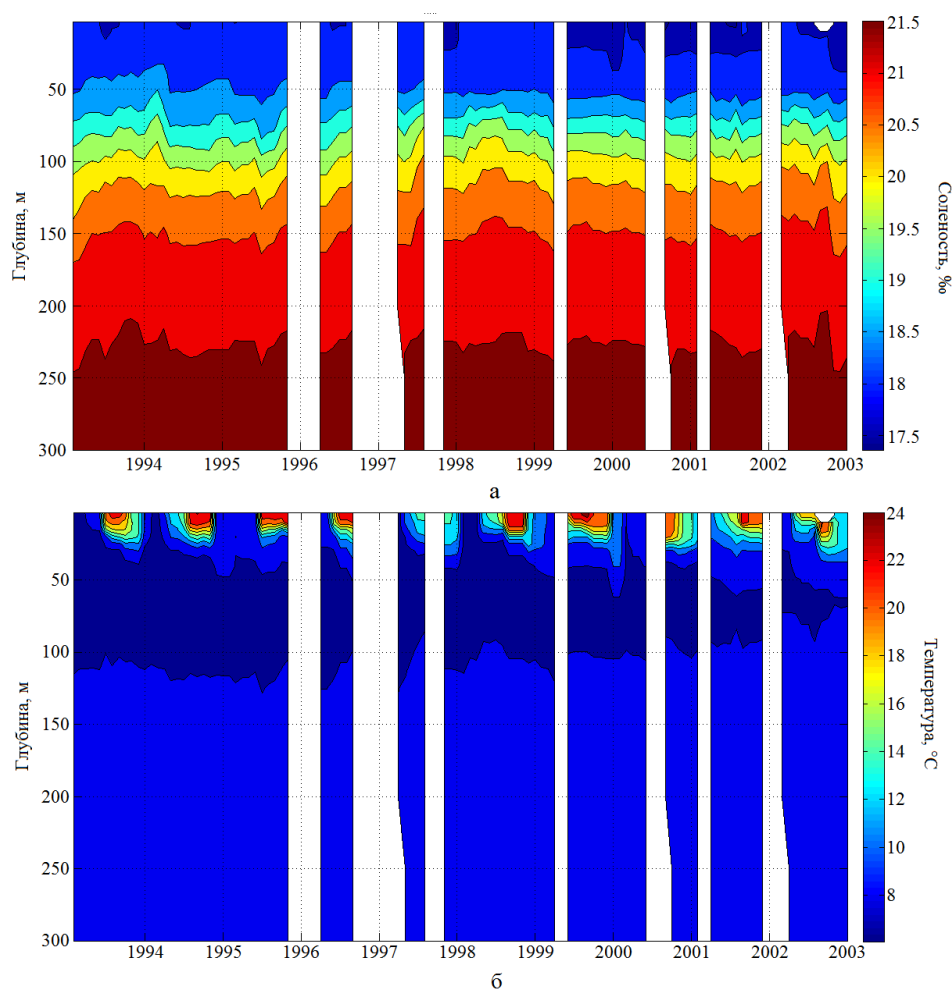


Рисунок 1.7 – Диаграммы сезонной и межгодовой изменчивости среднemesячных профилей солености (а) и температуры (б) «нулевой» градации уровня в слое 0–300 м за период 1993–2002 гг.

1.1.4 Коррекция среднemesячных профилей невозмущенных температуры и солености. Среднemesячные профили солености и температуры для некоторых месяцев, полученные по предложенной методике, обладают недостатком. Этот недостаток заключается в том, что решающую роль в конечном виде среднemesячных профилей температуры (солености) могут играть измерения на тех станциях, которые были выполнены в начале или конце интервала накопления. В этом случае среднemesячная температура (соленость) может быть занижена или завышена соответственно. Данная проблема особенно актуальна для статистически слабо обеспеченных измерениями месяцев. Уровень обеспеченности среднего (за три месяца) профиля температуры и солености «нулевой» градации

уровня моря определялся количеством гидрологических станций. Статистически слабо обеспеченными были 1996 и 1997 гг. В эти годы пороговое количество станций составляло не менее трех. В остальные годы обеспеченность профиля «нулевой» градации была несколько выше. Профиль температуры и солености «нулевой» градации наиболее статистически обеспеченным оказался в 1993 году (минимальное количество станций 6, максимальное – 47).

Профили, обеспеченные одной или двумя станциями измерений, проверялись на время выполнения этих станций. Был выбран следующий интервал накопления: вторая половина первого месяца, средний месяц, первая половина третьего месяца. Данные измерений на станциях учитывались, если станции попадали в «усеченный» интервал накопления. Если измерения на станциях не попадают в выбранный интервал, или измерений не было вовсе, «нулевую» градацию «– 1, 0, 1» см расширяли до «–2, 0, 2» см. В том случае, когда благодаря расширенной градации уровня новые станции появлялись, проводился перерасчет среднемесячных значений температуры и солености. За счет расширения границ «нулевой» градации были получены (дополнительно) профили для следующих месяцев: март, октябрь, ноябрь, декабрь 1997 г.; декабрь 1999 г.; январь, октябрь 2000 г.; март, август, сентябрь 2002 года. Если расширение границ «нулевого» класса не приводило к желаемому результату, среднемесячные профили для данного месяца восстанавливались с помощью линейной интерполяции между известными профилями. Таким образом, подготовлен непрерывный массив среднемесячных профилей невозмущенных температуры и солености на весь период времени 1993–2002 гг. (120 месяцев) для глубин 0–500 м (Рисунок 1.8).

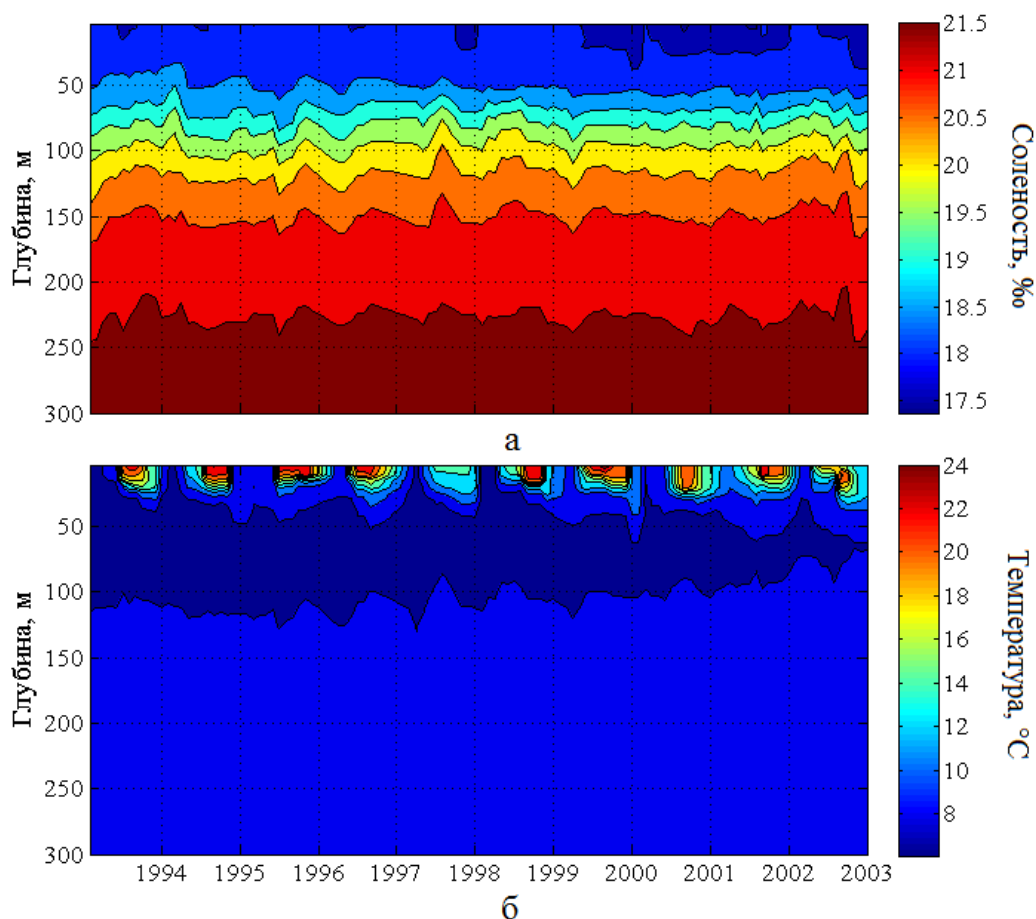


Рисунок 1.8 – Диаграммы сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячных профилей солености (а) и температуры (б) «нулевой» градации уровня с учетом интерполяции в слое 0–300 м за период 1993–2002 гг.

Рисунок 1.8, а свидетельствует о распреснении вод в верхнем слое 0–50 м к концу рассматриваемого периода. В межгодовой изменчивости более наглядно видно уменьшение холодозапаса холодного промежуточного слоя (Рисунок 1.8, б). Полученные профили температуры отражают также ее сезонную изменчивость. В частности, четко прослеживается образование сезонного термоклина в слое примерно 8–25 м. Отметим еще раз, что в силу использованной методики на Рисунке 1.8 исключены изменения толщин слоев в силу колебания изотермических или изохалинных поверхностей.

1.2 Алгоритм восстановления трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солёности Черного моря и их валидация

1.2.1 Анализ T,S – кривых «нулевой» и не «нулевых» градаций альтиметрического уровня. На каждый месяц всего периода были построены T,S – кривые по данным среднемесячных профилей температуры и солёности как для «нулевой», так и для всех остальных градаций уровня. Для анализа преимущественно использовались месяцы статистически хорошо обеспеченные данными измерений (Рисунок 1.9). На этих рисунках кружками отмечены станции, по которым были получены среднемесячные профили температуры и солёности.

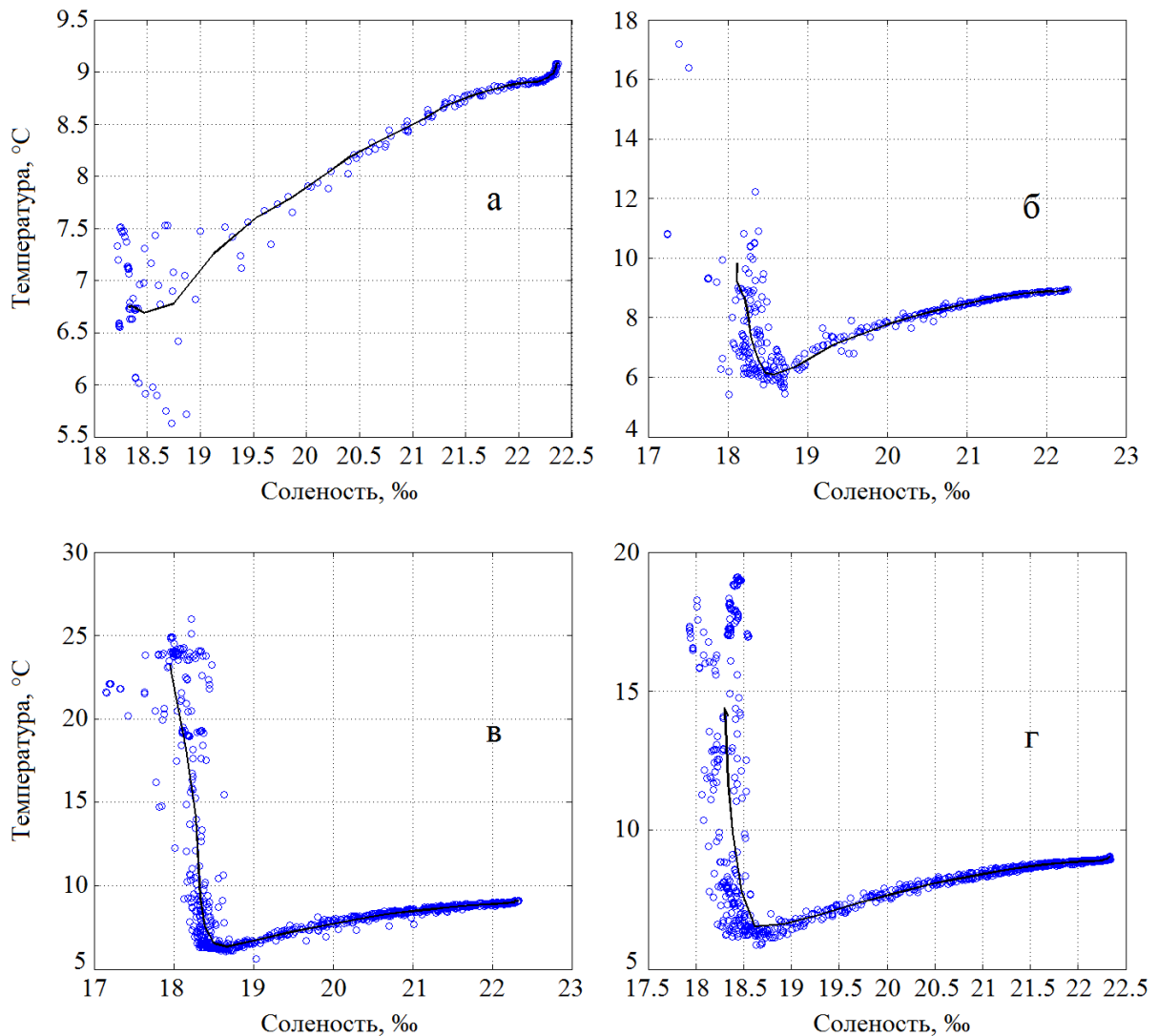


Рисунок 1.9 – T,S – кривые «нулевой» градации уровня: а – февраль, б – май, в – август, г – ноябрь 1993 года

Следует отметить, что глубине 100 м (Рисунок 1.9, а – г) соответствуют следующие T,S – характеристики: а) $S = 19,86 \text{ ‰}$, $T = 7,79 \text{ °C}$; б) $S = 19,98 \text{ ‰}$, $T = 7,76 \text{ °C}$; в) $S = 20,27 \text{ ‰}$, $T = 7,93 \text{ °C}$; г) $S = 20,11 \text{ ‰}$, $T = 7,75 \text{ °C}$. Большой разброс станций относительно T,S – кривых «нулевой» градации наблюдается в слое 0–100 м и является следствием атмосферного воздействия (осадки, испарение, ветер, тепловые потоки) и речного стока. По мере увеличения глубины разброс станций относительно T,S – кривых уменьшается. Профили измеренных температуры и солености на станциях, независимо от пространственного положения и времени выполнения станций, сближаются, начиная с глубины примерно 100 м. Водную массу Черного моря, занимающую слой от 50–100 м до 1100–1200 м, по классификации работ [Леонов, 1960; Иванов, Белокопытов, 2011] принято называть промежуточной черноморской водной массой (ПЧВМ). Сближение T,S – кривых в этом слое, построенных по данным измерений на различных станциях, подтверждает принадлежность этих кривых одной и той же водной массе.

Особенности сезонной изменчивости T,S – кривых «нулевой» градации уровня на примере 1993 года состоят в следующем. Минимум солености в верхнем слое приходится на весенне-летний период и обусловлен влиянием распресненных вод в результате весеннего паводка рек (Рисунок 1.9, б, в). В осенне-зимний период наблюдается постепенное увеличение солености (Рисунок 1.9, а, г). Холодный промежуточный слой четко проявляется на T,S – кривых во все сезоны года и характеризуется относительно низкими температурами. Февральская T,S – кривая отражает зимнее конвективное перемешивание вод при экстремальном воздействии зимних условий атмосферы на морскую среду, а весенняя и летняя кривые – постепенное увеличение температуры в поверхностном слое моря и «запирание» обновленного холодного промежуточного слоя.

На T,S – кривых «нулевой» градации уровня летом в межгодовой изменчивости ярко выражены распреснение вод верхнего слоя моря и повышение температуры холодного промежуточного слоя в 1999 году по сравнению с 1994 годом (Рисунок 1.8 и Рисунок 1.10). В слое 0–30 м соленость уменьшилась в

среднем на 0,25 ‰. Минимум температуры приходится на горизонт 63 м и в 1994 году равен 6,59 °C, а в 1999 году – 7,64 °C.

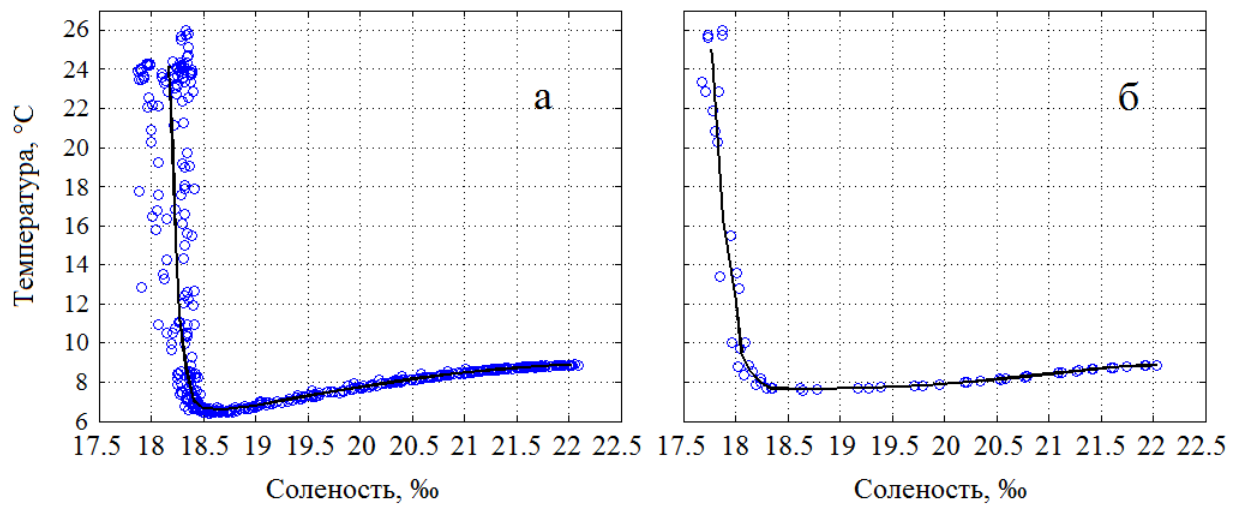


Рисунок 1.10 – T,S – кривые «нулевой» градации уровня для августа: а – 1994 года, б – 1999 года

Особенности, описанные выше для «нулевой» градации, справедливы и для других градаций. Профили измеренных температуры и солености на станциях, вошедшие в иную градацию, также сближаются между собою примерно с глубины 100 м и глубже (Рисунок 1.11, а, б), что указывает на преобладание адиабатических смещений изотермических и изохалинных поверхностей на этих глубинах. T,S – индексы кривых на этих глубинах, принадлежащих не «нулевым» градациям альтиметрического уровня, характеризуют одну и ту же промежуточную черноморскую водную массу. Эта особенность прослеживается на протяжении всех 1993–2002 гг.

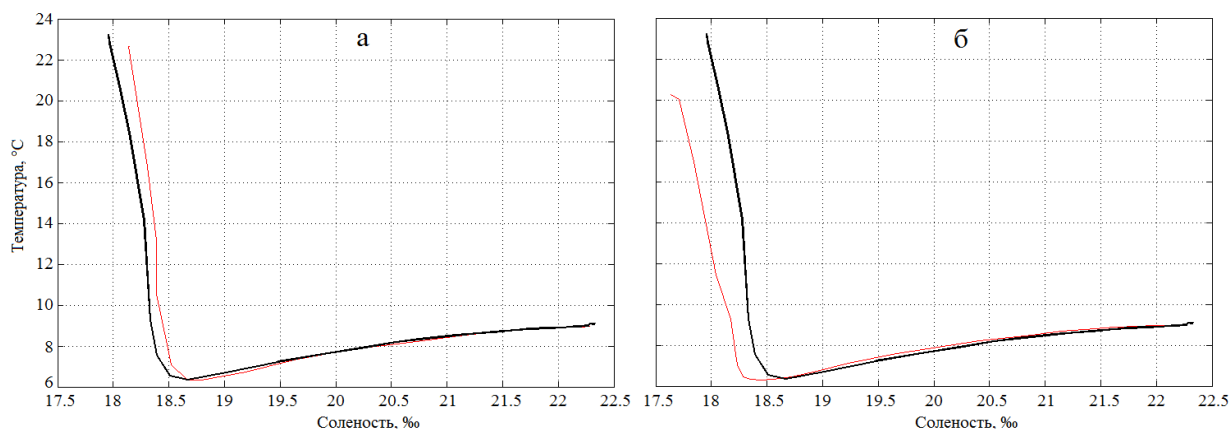


Рисунок 1.11 – T,S – кривые выбранных градаций уровня для августа 1993 года:

а) «– 7, – 6» см (красная кривая), б) «6, 7» см (красная кривая);

черная кривая «– 1, 0, 1» см

Анализ сезонной и межгодовой изменчивости T,S – кривых «нулевой» и других градаций уровня в слое 63–100 м в течение 1993–2002 гг. подтвердил отмеченное ранее увеличение температуры ХПС к концу рассматриваемого периода. Заметим, что температура на горизонте 50 м была выше 8°C в летние месяцы 2001 и 2002 гг. а на глубине 100 м – во все месяцы рассматриваемого периода, что указывает на уменьшение толщины ХПС в эти годы (Рисунок 1.8).

Анализируя T,S – кривые при различных градациях смещения уровня поверхности в слое 0–100 м, удастся подметить любопытную закономерность. T,S – кривые, соответствующие градациям уровня с отрицательными знаками смещаются вправо относительно «невозмущенной» T,S – кривой (особенно отчетливо этот эффект виден в слое ~ 0–65 м, Рисунок 1.11, а). Напомним, что отрицательным градациям соответствуют области циклонических круговоротов, в которых более соленые воды поднимаются к поверхности. Поэтому градации «–7, –6» см, приведенной на Рисунке 1.11, а, соответствует в основном центральная часть Черного моря. Область холодного промежуточного слоя согласно Рисунок 1.11, а заключена в интервале значений солености 18,49–20,28 ‰. Это качественно согласуется с данными работы [Полонский, Попов, 2011], по которым область ХПС располагалась в центральной части моря и в июле 1992 года (холодная зима) характеризовалась значениями величин солености 18,35–20,24 ‰.

В то же время T, S – кривые, соответствующие положительным градациям уровня (Рисунок 1.11, б, где представлена кривая, соответствующая градации уровня «+6, +7» см), смещаются влево относительно «невозмущенной» T, S – кривой (особенно отчетливо этот эффект также виден в слое $\sim 0\text{--}65$ м, Рисунок 1.11, б).

Отмеченная выше тенденция смещения T, S – кривых в зависимости от градации уровня характерна для зимне-весеннего сезона и меняется на противоположную в летне-осенний период года. Однако в пределах холодного промежуточного слоя закономерность становится более сложной и, по-видимому, зависит от его выраженности. Остановимся в этой связи на описании изменчивости температуры в зимний и летний сезоны от градаций уровня при фиксированной солености. Рассмотрим 1993, 1994, 1998 годы, характеризующиеся холодными зимами, а также 1995 год, в котором зимнее обновление вод ХПС по нашим данным (Рисунок 1.8) отсутствовало. В феврале температура при переходе от отрицательных градаций уровня к положительным увеличивалась в 1993, 1994 и 1998 гг., а в августе – уменьшалась в 1993 и 1994 гг., но увеличивалась в 1998 г. В феврале и августе 1995 г. в условиях теплой зимы температура убывала с ростом градации уровня. Таким образом, тенденция смещения T, S – кривых в зависимости от градации уровня в окрестности ХПС зависит как от его выраженности, так и от величины солености в его ядре.

Можно предположить, что выявленный эффект обусловлен распреснением поверхностных вод моря в районах антициклонических образований. Однако к сходным результатам может также приводить разная скорость вертикальной диффузии тепла и соли.

1.2.2 Установление связи между смещениями уровня моря и отклонениями изохалинных и изотермических поверхностей. Анализ спутниковых альтиметрических наблюдений поверхности Черного моря позволяет предложить достаточно простую гипотезу относительно изменчивости полей температуры, солености и плотности морской воды. Эта гипотеза основана на

предположении, что начиная с некоторых глубин можно ввести понятие медленно меняющейся во времени и однородной по горизонтали базовой стратификации полей температуры и солености (а, следовательно, и плотности) бассейна $T(z)$, $S(z)$. При этом наблюдающаяся пространственно-временная изменчивость полей температуры и солености обусловлена смещениями изотермических и изохалинных поверхностей, вызванных ветром либо синоптическими процессами, развивающимися, например, в результате неустойчивости струи ОЧТ. Искажения топографии изопикнических, изотермических и изохалинных поверхностей синоптической изменчивостью или действием ветра происходят в основном адиабатически без необратимых изменений базовой стратификации. Такие изменения наблюдаются в широком диапазоне пространственно–временных масштабов, начиная от недель и вплоть до нескольких лет [Korotaev и др., 2011; Kubryakov, Stanichny, 2015].

В данном пункте предлагается методология совместной обработки спутниковых альтиметрических наблюдений и измерений профилей температуры и солености морской воды гидрологическими зондами, которая позволит обосновать высказанную выше гипотезу и оценить степень ее достоверности. При обработке наблюдений будет учитываться, что в силу небольшой толщины основного пикноклина (халоклина, термоклина) в Черном море в первой моде разложения отклонений полей температуры и солености морской воды от среднего состояния на эмпирические ортогональные функции содержится около 80% энергии колебаний. В силу этого топография изоповерхностей с высокой точностью зависит однопараметрически от динамической топографии на поверхности моря, которая хорошо соответствует топографии уровня моря [Коротаев, 2010]. Приведенные выше соображения дают возможность (не учитывая баротропную часть уровня моря) установить зависимость смещения изопикнических (изохалинных, изотермических) поверхностей на любых глубинах от смещения уровня [Коротаев, 2010]. Следует, однако, иметь в виду, что зависимость смещений изопикнических (изохалинных, изотермических) поверхностей на любых глубинах от смещений

уровня может также различаться в разные периоды, поскольку стратификация верхнего слоя моря подвержена сезонным и межгодовым изменениям.

Алгоритм установления связи между смещениями уровня моря и отклонениями изоповерхностей заключается в следующем. Данные измерений солёности и температуры в ограниченной 500-метровой изобатой области Чёрного моря в период 1993–2012 гг. привязываются к значениям альтиметрического уровня моря. Для осуществления привязки для каждого дня выделяются области на поверхности моря, лежащие между целочисленными значениями изолиний уровня с шагом 1 см (а именно, ..., «-2, -1», «-1, 0», «0, 1», «1, 2», ...). Затем каждый измеренный профиль температуры или солёности морской воды относится к градации уровня моря, соответствующей точке зондирования. Для каждой градации уровня моря профили температуры и солёности накапливаются в течение календарного месяца (привлекаются профили с соседних месяцев) и затем усредняются. В итоге мы получаем один профиль температуры и один профиль солёности для каждой градации уровня и почти для каждого месяца в течение 1993–2002 годов. К сожалению, ввиду редкости судовых наблюдений в рассматриваемые годы, не удастся получить статистически достоверной оценки профилей температуры и солёности для некоторых месяцев и отдельных градаций уровня моря. Особое внимание мы уделим среднемесячным профилям солёности и температуры «нулевой» градации («-1, 0, 1») см, характеризующим невозмущённые профили солёности и температуры.

Процедура получения среднемесячных профилей «нулевой» градации, описанная в подпунктах 1.1.3 и 1.1.4 позволила получить статистически достоверные их оценки и с помощью линейной интерполяции подготовить непрерывный массив среднемесячных распределений невозмущённых температуры и солёности на весь период 1993–2002 гг. для глубин 0–500 м.

Характеристику слоев, в которых происходят адиабатические смещения изоповерхностей, дадим на основе анализа основных водных масс. С этой целью в слое 0–500 м глубоководной области моря на каждый месяц всего периода нами были построены T,S – кривые по данным среднемесячных профилей температуры

и солёности как для «нулевой», так и для всех остальных градаций уровня. Рисунок 1.12 дает представление о характере T,S – кривых. Кружками изображены измеренные на станциях значения температуры и солёности, по которым были получены среднемесячные профили. Диапазон солёности 18–18,4 ‰ в соответствии с классификацией работ [Белокопытов, 2004; Иванов, Белокопытов, 2011] характеризует верхнюю черноморскую водную массу (ВЧВМ). Нижняя граница этой водной массы залегает на глубинах 30–60 м.

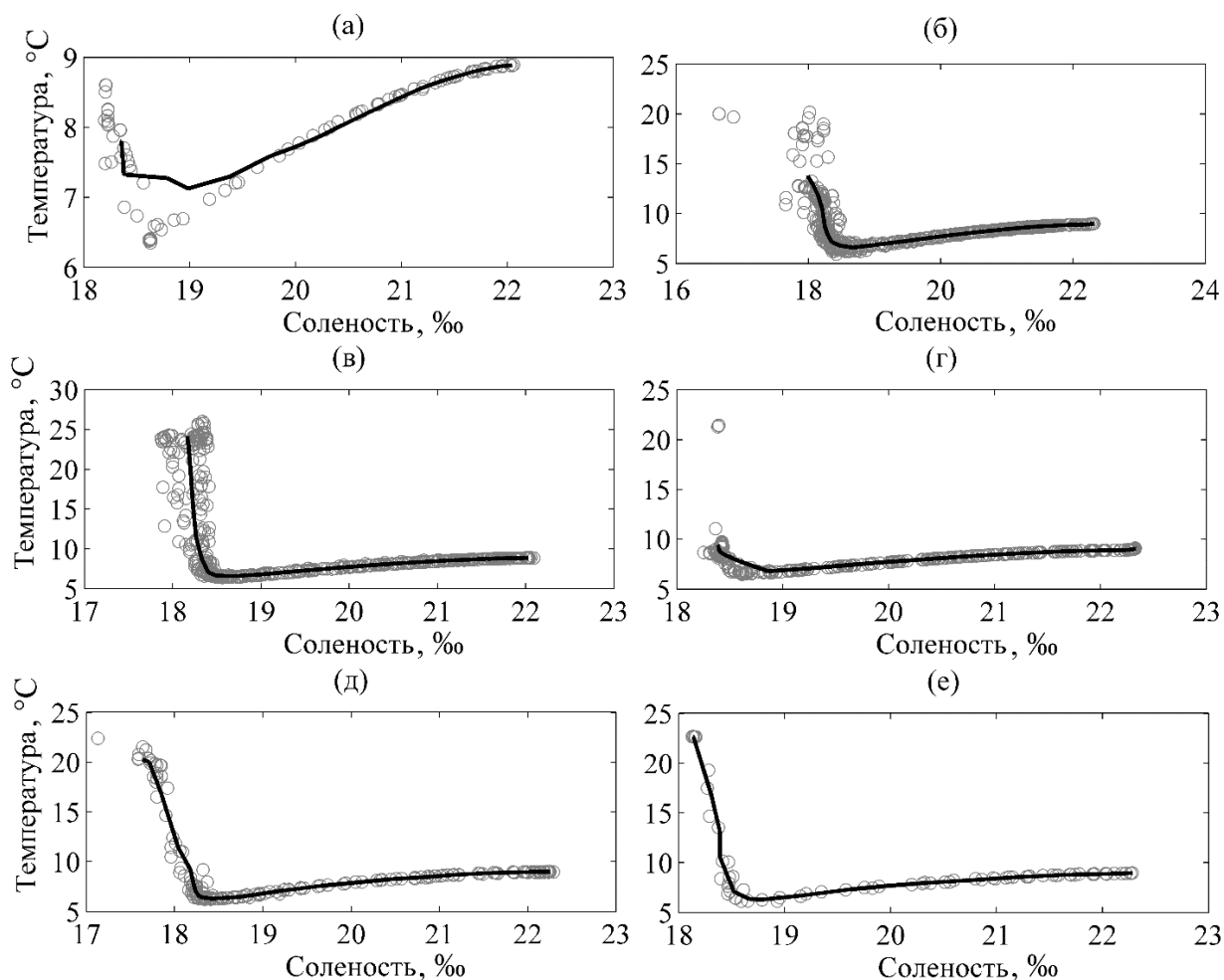


Рисунок 1.12 – T,S – кривые (сплошные линии) «нулевой» градации уровня в феврале (а), мае (б), августе (в) и ноябре (г) 1994 года и положительной «6, 7 см» (д) и отрицательной «–7,–6 см» (е) градаций в августе 1993 года

Большой разброс измеренных температуры и солёности в ВЧВМ является следствием атмосферного воздействия (осадки, испарение, ветер, тепловые потоки). По мере увеличения глубины, начиная с глубин 50–100 м, разброс измерений вокруг

T, S – кривой «нулевой» градации уменьшается, независимо от пространственного положения и времени выполнения станций.

Отмеченные свойства ПЧВМ указывают на преобладание вклада адиабатических процессов на указанных глубинах. Диапазон солёности и температуры этой водной массы 19–22,3 ‰ и 7,8–8,98 °C соответственно. Профили температуры и солёности «нулевой» градации, характеризующие ПЧВМ, позволяют установить связь между отклонениями изохалинных и изопикнических поверхностей и смещениями уровня моря.

Сопоставление ежемесячных профилей солёности, построенных на Рисунке 1.13 для «нулевой» и других градаций альтиметрического уровня моря, позволяет вычислить смещение изохалинной поверхности для всех положительных и отрицательных градаций уровня моря в слое 63 – 500 м на всем промежутке времени 1993–2002 гг.

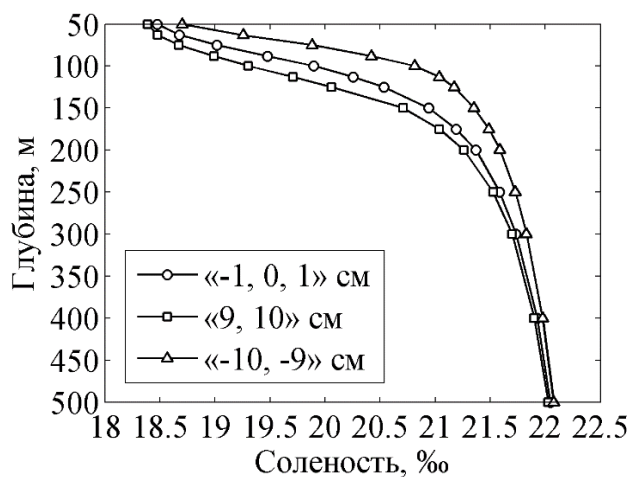


Рисунок 1.13 – Среднемесячные профили солёности, соответствующие выбранным градациям уровня моря для мая 1994 года

С этой целью использовалась следующая процедура. Выбирался определенный месяц. Этому месяцу соответствуют среднемесячные профили солёности в градациях уровня, в том числе и в «нулевой» градации. Фиксировалось значение солёности среднемесячного профиля «нулевой» градации на выбранном горизонте. Далее рассматривались профили солёности каждой градации.

Определяли, между какими значениями солёности профиля выбранной градации находится фиксированное значение солёности из профиля «нулевой» градации. Искомая глубина h залегания изоповерхности рассчитывалась посредством линейной интерполяции. Данная процедура проводилась для всех значений солёности профиля «нулевой» градации на горизонтах в слое 63–600 метров на всем промежутке времени 1993–2002 гг. Для каждого месяца строились таблицы глубин залегания изоповерхностей. Пример одной такой таблицы представлен ниже.

Таблица 1.2 – Фрагмент таблицы глубин (h) солёности (S_0) профиля «нулевой» градации в профилях солёности положительных и отрицательных градаций уровня моря для сентября 1993 г.

Гра- дации, см \ $S_0, ‰$	19,42	19,84	20,23	20,54	20,76	21,11	21,32
«-5, -4»	73,6	86,0	97,9	109,5	120,0	145,9	169,5
«-4, -3»	74,3	86,5	98,9	111,4	122,9	151,1	177,0
«-3, -2»	72,1	84,1	95,7	106,2	116,2	142,3	165,3
«-2, -1»	70,3	81,6	94,4	106,9	119,2	148,5	174,3
«-1, 0, 1»	75	88	100	113	125	150	175
«1, 2»	83,4	98,3	115,8	130,2	143,6	171,9	194,4
«2, 3»	104,7	124,7	143,1	158,2	170,6	192,9	218,6
«3, 4»	101,9	113,9	126,3	138,8	148,3	177,5	202,9
«4, 5»	-	-	-	-	-	-	-
«5, 6»	112,7	122,7	134,5	144,1	153,5	187,3	217,6

Градации альтиметрического уровня, соответствующие сентябрю 1993 г., приведены не полностью с целью уменьшения объема Таблицы 1.2. Пустая строка в градации уровня «4, 5» см свидетельствует об отсутствии данных измерений температуры и солёности. Отметим, что для расчета глубин близких к 100 м в

положительных грациях возникает необходимость привлечения значений солёности «нулевой» грации на глубинах меньших 100 м. Минимальное значение глубины равнялось 63 м.

По данным полученных таблиц были построены помесечные диаграммы зависимостей глубины от граций уровня моря (Рисунок 1.14). Зависимость изменения глубин залегания изохалин от граций уровня для каждого значения невозмущенной солёности аппроксимировали линейной функцией вида

$$h(S_0, \zeta) = a(S_0)\zeta + b(S_0), \quad (1.1)$$

где $h(S_0, \zeta)$ – искомая глубина,

ζ – значение уровня моря.

В дальнейшем нижний индекс в солёности функции h опущен. Такая зависимость позволяет рассчитать искомую глубину выбранного значения невозмущенной солёности для всего диапазона изменчивости альтиметрического уровня.

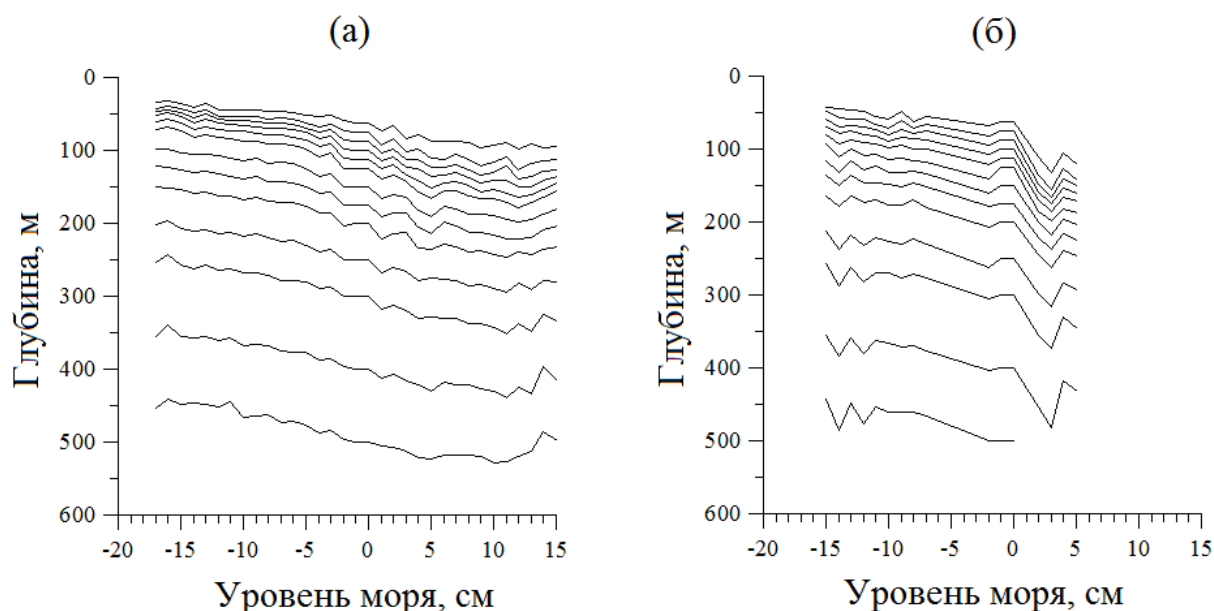


Рисунок 1.14 – Диаграммы зависимости глубин h от граций уровня моря на горизонтах слоя: а – апрель 1993 г., б – май 1998 г.

Из уравнений линейных трендов были сформированы массивы коэффициентов $a(S)$ и свободных членов $b(S)$ для каждого месяца 1993–2002 гг. на каждом горизонте в слое 63–600 метров. Для примера кривая 1 Рисунок 1.15 характеризует изменчивость коэффициентов a . Данные массивы содержат пропуски, соответствующие месяцам, в которых измерения отсутствовали. Пропущенные месяцы заполняли линейной интерполяцией значений коэффициентов a и свободных членов b (Рисунок 1.15, кривая 2).

В тестовых расчетах изменчивость коэффициента a заменялась полиномом пятой и десятой степеней. Как показали последующие оценки среднего и среднеквадратического отклонений между восстановленной температурой и соленостью и измеренной, отмеченная замена полиномами привела к увеличению этих статистических характеристик. Поэтому в дальнейшем при восстановлении трехмерных полей использовались значения коэффициентов $a(S)$ и $b(S)$ из линейной зависимости.

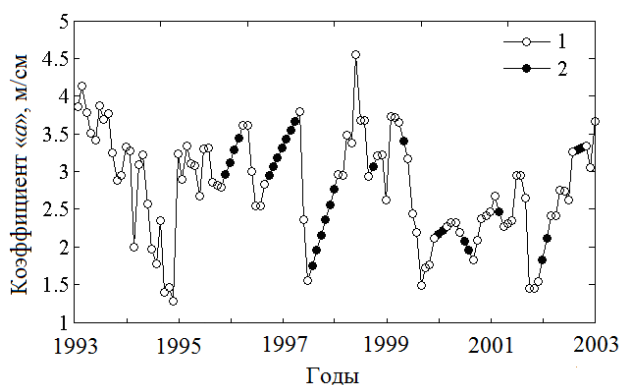


Рисунок 1.15 – Ежемесячные значения коэффициента a на горизонте 100 м: кривая 1 – без интерполяции, кривая 2 – пропуски, заполненные линейной интерполяцией

1.2.3 Восстановление трехмерных полей солености и температуры Черного моря за период 1993–2002 гг. Трехмерные поля солености восстанавливались с использованием ежесуточных значений альтиметрического уровня моря. Суть процедуры восстановления заключается в следующем. Для каждого дня между 1 января 1993 г. и 31 декабря 2002 г. имеем карту

альтиметрического уровня, значения коэффициента a , свободного члена b , а также профиль солёности «нулевой» градации в слое 63–600 метров. Профили солёности строятся в каждой точке сетки уровня моря, ограниченного 500-метровой изобатой. Подставляя значение уровня (ζ) в выбранной точке в уравнение $h(S, \zeta) = a(S)\zeta + b(S)$, находим глубину залегания каждой изахолины. Таким образом, для данной точки сетки уровня получаем профиль солёности на рассчитанных глубинах h (Таблица 1.3). Для расчета значений солёности на выбранных горизонтах проводим линейную интерполяцию (последний столбец Таблицы 1.3). Расчеты по описанной выше процедуре были выполнены для всех суток периода 1993–2012 гг.

Таблица 1.3 – Солёность S_0 «нулевой» градации уровня на выбранных горизонтах, рассчитанные глубины (h), на которых должна расположиться солёность S_0 в выбранной точке (34,375° в.д., 43,375° с.ш.), где альтиметрический уровень равен –7,4657 см, солёность S на заданных горизонтах в выбранной точке для 17.11.2002 г.

Горизонты, м	S_0 , ‰	h , м	S , ‰
63	18,589	44,351	19,601
75	19,102	53,610	20,075
88	19,586	62,651	20,443
100	19,943	70,929	20,683
113	20,208	79,071	20,892
125	20,444	88,042	21,038
150	20,815	106,617	21,259
175	21,106	130,595	21,396
200	21,271	151,448	21,526
250	21,523	198,928	21,681
300	21,668	243,618	21,785
400	21,845	329,219	21,943
500	21,984	429,861	22,048

Восстановление профилей температуры проводилось с использованием T, S – кривых, построенных по среднемесячным профилям солёности и температуры, соответствующим «нулевой» градации уровня. Ежесуточные трехмерные поля солёности и температуры восстанавливали во всех точках сеточной области альтиметрического уровня на выбранных горизонтах слоя 63–500 метров за период 1993–2002 гг.

1.2.4 Оценка статистических характеристик точности восстановленных трехмерных полей солёности и температуры. Сопоставление восстановленных по данным альтиметрических измерений солёности и температуры с непосредственными наблюдениями дает возможность оценки точности воспроизведения трехмерных полей. Значения измеренных солёности и температуры интерполировали на выбранные горизонты. Выбиралась карта альтиметрического уровня моря, соответствующая времени выполнения измерений на выбранной станции. Далее проводилась интерполяция значений уровня в точку с координатами рассматриваемой станции. По описанной в предыдущем разделе процедуре восстанавливались профили солёности и температуры в этой точке. Данную операцию проводили для всех станций, попавших в акваторию Черного моря, ограниченную изобатой 500 м, за весь рассматриваемый период времени 1993–2002 гг. На каждом горизонте находили отклонения между восстановленной температурой и солёностью и измеренной. В Таблице 1.4 представлены средние и среднеквадратические отклонения восстановленной температуры и солёности, рассчитанные на выбранных горизонтах в слое 100–500 м.

Таблица 1.4 – Средние (СО) и среднеквадратические (СКО) отклонения восстановленной температуры и солености по горизонтам за весь период 1993 – 2002 гг.

Горизонты, м	(СО)		(СКО)	
	температура, °С	соленость, ‰	температура, °С	соленость, ‰
100	-0,0424	-0,0366	0,3110	0,3935
113	-0,0282	-0,0106	0,2782	0,3571
125	-0,0220	-0,0133	0,2371	0,3187
150	-0,0091	-0,0067	0,1740	0,2441
175	-0,0087	-0,0102	0,1127	0,1576
200	-0,0105	-0,0170	0,0768	0,1065
250	-0,0069	-0,0145	0,0583	0,0675
300	-0,0042	-0,0124	0,0522	0,0516
400	-0,0014	-0,0088	0,0341	0,0350
500	0,0004	-0,0046	0,0239	0,0278

Из данных Таблицы 1.4 видно, что восстановленные температура (кроме горизонтов 400 и 500 м) и соленость в рассматриваемом слое и регионе моря занижены. Наибольшие (по модулю) средние ошибки температуры (солености) получены на горизонте 100 м. Среднеквадратические ошибки температуры и солености уменьшаются с глубиной. Они также оказались наибольшими на горизонте 100 м.

Представляет интерес пространственное распределение среднеквадратических ошибок восстановления полей температуры и солености на отдельных горизонтах. С этой целью акватория моря, ограниченная изобатой 500 м, была разбита на боксы размером 2° по широте и 1° по долготе (Рисунок 1.16). Статистические характеристики ошибок оценивали в пределах каждого бокса отдельно на рассматриваемых горизонтах за весь период 1993–2002 гг.

Восстановленные температура и соленость в большинстве прямоугольных областей на горизонтах слоя 100–500 м занижены. Исключение составляют

приграничные области, плохо обеспеченные данными наблюдений, а также те из них, которые включают склон северо-западной части моря. В этих областях температура и соленость на большинстве горизонтов являются завышенными.

Особенность распределения среднеквадратических ошибок солености по глубине (горизонты 100, 113, 125 и 150 м) состоит в том, что максимальные значения их получены в прямоугольных областях, которые примыкают к склону северо-западного шельфа (СЗШ) и юго-западного Крыма (Рисунок 1.16, а). Максимальные значения СКО в этих областях можно объяснить тем, что здесь изменение солености морской воды происходит достаточно интенсивно вследствие мелководности СЗШ, влияния крупных рек (Дунай, Днепр, Днестр) и особенностей режима циркуляции вод [Иванов, Белокопытов, 2011]. Тем самым, в отмеченных областях нарушается приближение адиабатичности.

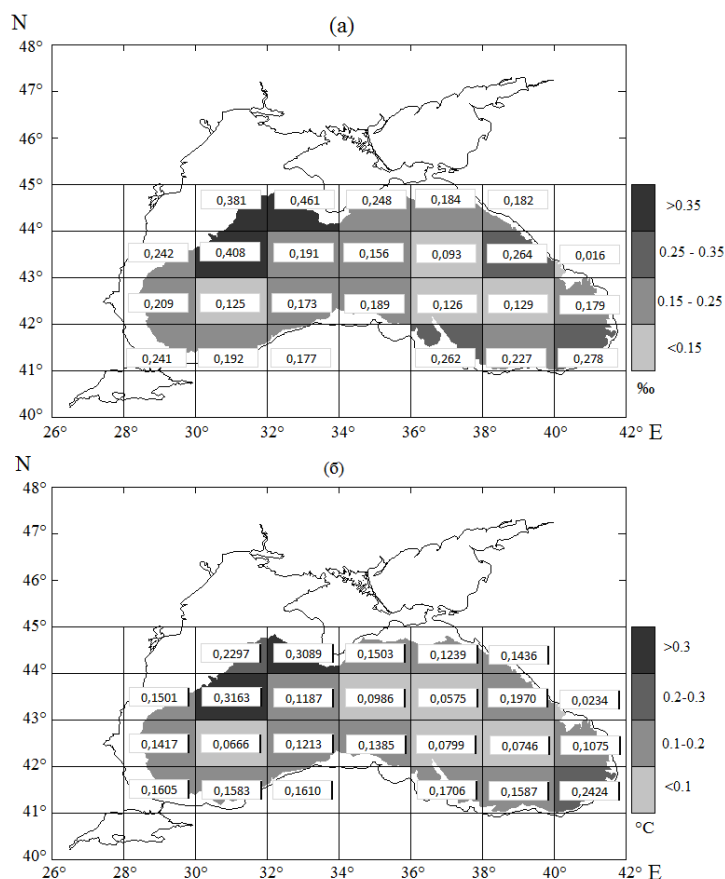


Рисунок 1.16 – Среднеквадратические ошибки восстановления солености (а) и температуры (б) на 150 м, оцененные по прямоугольным боксам за весь период 1993–2002 гг.

На горизонтах 100, 113 и 125 м относительно высокие значения СКО наблюдаются в прибосфорской области. По данным работы [Богданова, 1972] в прибосфорском районе на горизонте 100 м локальный максимум солености (20,72 ‰) обнаруживается круглый год. Он может быть выражен наиболее ярко в конце зимы и осенью из-за усиления притока мраморноморских вод [Богданова, 1972]. Увеличение солености Мраморного моря в рассматриваемый период возможно связано с положительным трендом солености в Средиземном море [Tsimplis et al., 2004].

Особенности распределений среднеквадратических ошибок восстановленной температуры на 150 м состоят в том, что их экстремальные значения наблюдаются в прямоугольных областях, примыкающих к материковому склону (Рисунок 1.16, б). При формировании температуры важную роль играют известные механизмы формирования холодного промежуточного слоя (ХПС): адвективный – связанный с адвекцией холодных вод, формирующихся на северо-западном шельфе, и конвективный – обусловленный зимней конвекцией внутри циклонических круговоротов в центральной части моря [Колесников, 1953; Овчинников, Попов, 1984; Овчинников, Попов, 1987; Staneva, Stanev, 2002; Stanev et al., 2003; Korotaev, 2014].

Значения СО и СКО восстановленных температуры и солености, оцененные посредством сопоставления с данными измерений на станциях и осредненные по горизонтам и прямоугольным областям моря на горизонтах слоя 100–500 метров, оказались, в основном, удовлетворительными.

1.2.5 Анализ трехмерных полей солености и температуры Черного моря, воспроизведенных в 1993–2012 гг. по малочисленным измерениям с привлечением альтиметрических данных. Построенные по альтиметрии трехмерные поля температуры и солености дают возможность провести исследование особенностей структуры и временной изменчивости восстановленных полей. На Рисунке 1.17 приведены топография альтиметрического уровня моря, а также распределения температуры и солености в

главном пикноклине для зимнего и летнего сезонов 1993 года. Толстые изолинии на Рисунке 1.17, а, г и Рисунке 1.17, б, д отражают нулевое значение уровня и значение температуры 8 °С соответственно. Основные структуры полей температуры и солёности естественным образом коррелируют с топографией альтиметрического уровня и четко отражают синоптическую изменчивость для всех горизонтов слоя 63–500 м на каждые сутки периода 1993–2012 гг.

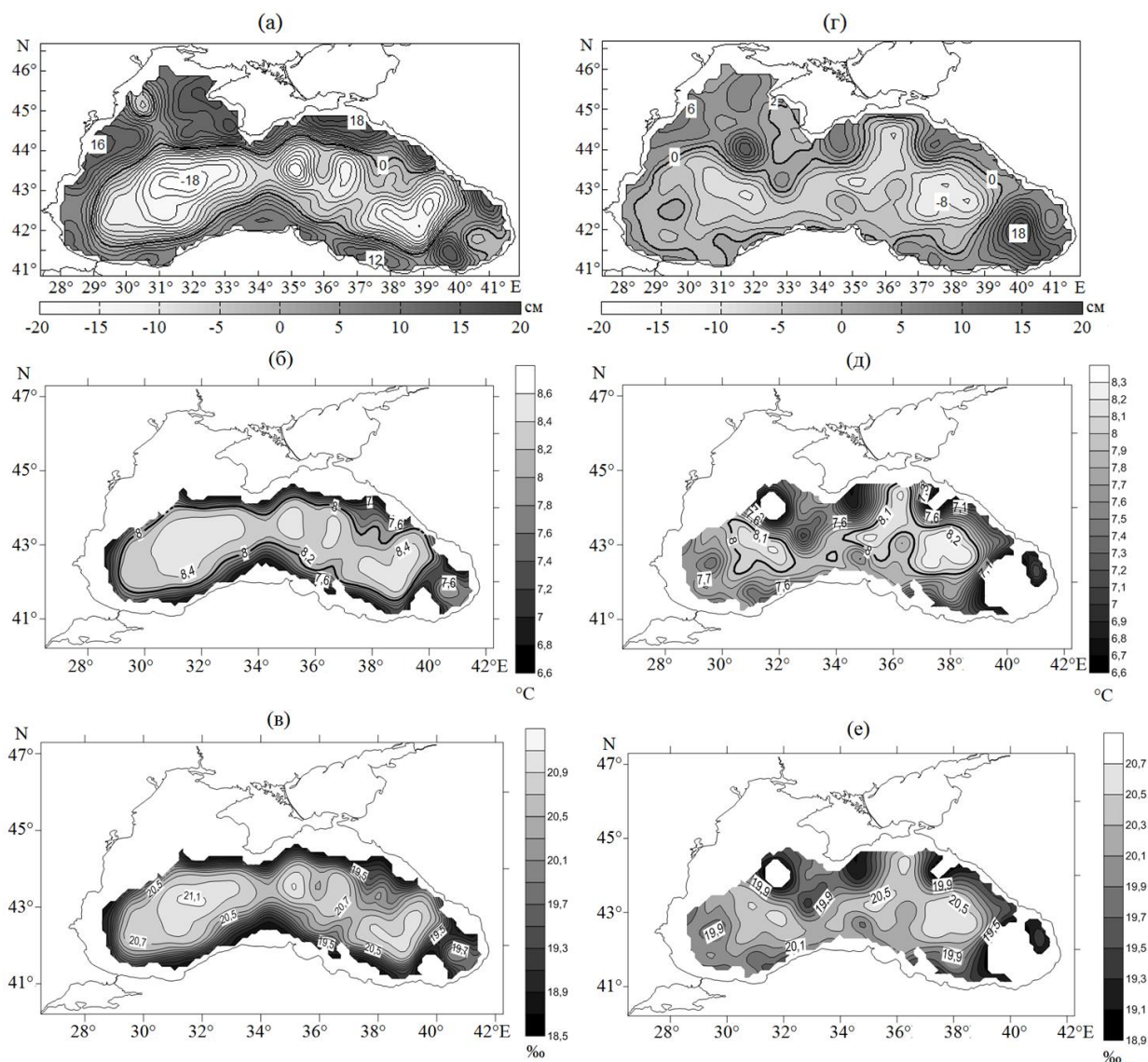


Рисунок 1.17 – Топография альтиметрического динамического уровня (а, г), восстановленные поля температуры (б, д) и солёности (в, е) на горизонте 100 м, соответствующие 17 февраля (а, б, в) и 18 августа (г, д, е) 1993 г.

Вследствие зимней интенсификации поверхностных геострофических циклонических круговоротов и ОЧТ соленость на 100 м в этих структурах повышена по сравнению с ее значениями в летний период. Наблюдающиеся на Рисунке 1.17, б, д воды, имеющие температуру $\leq 8^\circ\text{C}$, характеризуют нижний слой холодного промежуточного слоя Черного моря. Значения температуры $\geq 8^\circ\text{C}$ отсутствуют зимой в антициклонических вихрях справа от Основного черноморского течения и летом в Севастопольском, Кавказском (Новороссийск) и Батумском антициклонах. Это объясняется тем, что верхняя граница восстановленных профилей температуры и солености в этих областях расположена на глубинах больших 100 м.

Подъем пикноклина в зимний период и его опускание летом подтверждают широтные разрезы вдоль 43° с. ш. (Рисунок 1.18) и карты распределения глубин изотермической поверхности 8°C (Рисунок 1.19). Внутренние области на Рисунке 1.19, а, в которых отсутствуют изолинии, означают, что значения глубин изотермической поверхности 8°C меньше 63 метров.

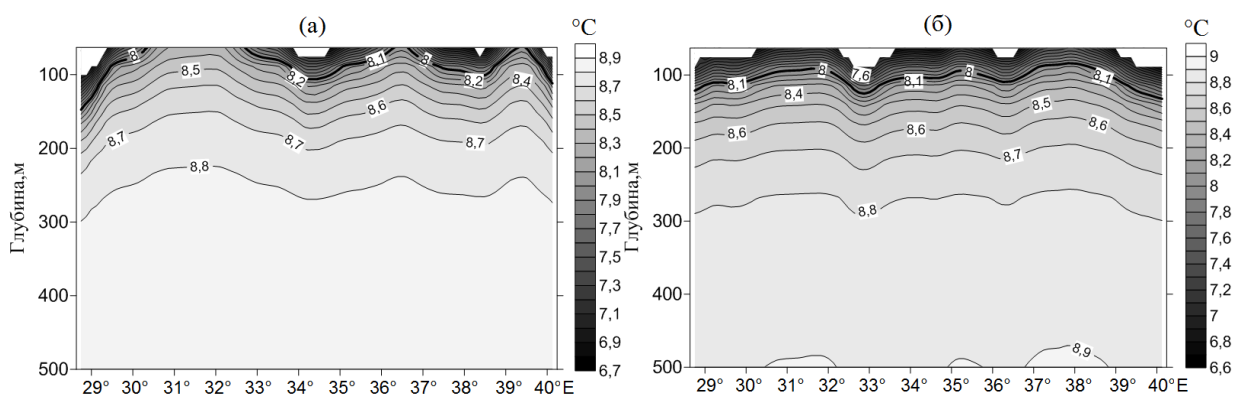


Рисунок 1.18 – Поле температуры на широтном разрезе 43° с.ш. 17 февраля (а) и 18 августа (б) 1993 г.

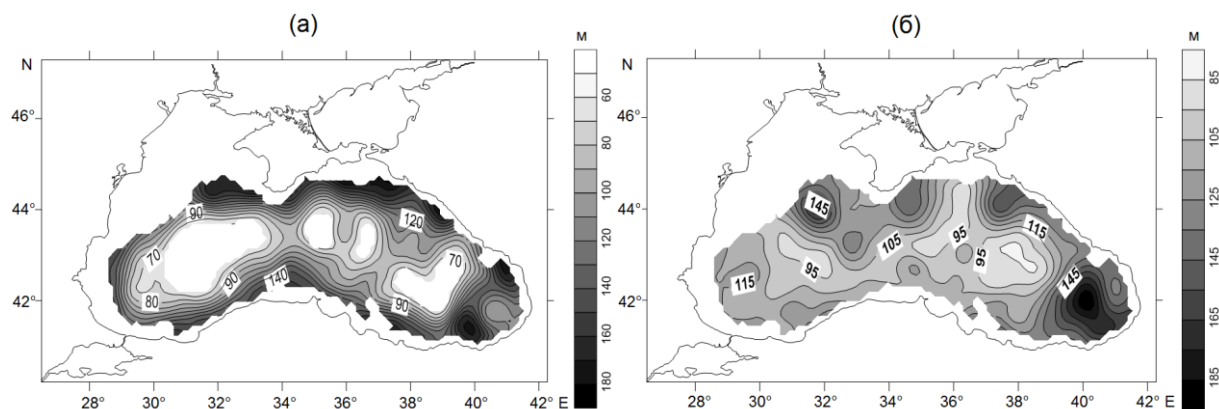


Рисунок 1.19 – Распределение глубин изотермической поверхности 8 °С на 17 февраля (а) и 18 августа (б) 1993 г.

Построенные поля гидрологических характеристик позволяют отметить особенности межгодовой изменчивости. Например, зимние термические условия 2002 года более теплые, чем 1993 года [Титов, 2003]. Поэтому зимой и летом 2002 года нижняя граница ХПС расположена заметно выше (диапазон глубин 63–165 м), чем в эти же сезоны 1993 года (диапазон глубин 63–190 м). Существенное углубление нижней границы ХПС характерно для материкового склона и интенсивного Батумского антициклона, особенно ярко проявляющегося в структурах динамического альтиметрического уровня моря (Рисунок 1.17, г, Рисунок 1.19, б).

Восстановленные трехмерные поля температуры и солености позволяют оценить геострофические скорости течений и детализировать их распределение по глубине. Для анализа изменчивости интенсивности течений моря рассчитывалась величина осредненной на отдельных горизонтах слоя 63–400 м кинетической энергии течений (КЭ). Геострофические компоненты вектора скорости течений в системе координат $OXYZ$ с осями OX , OY , OZ , направленными на восток, север и вниз соответственно, рассчитывались по формулам

$$u_g = \frac{g}{\rho_0 f} \int_z^H \frac{\partial \rho}{\partial y} dz, \quad (1.2)$$

$$v_g = \frac{g}{\rho_0 f} \int_z^H \frac{\partial \rho}{\partial x} d\zeta. \quad (1.3)$$

Формулы (1.2), (1.3), по существу, представляют собой соотношения динамического метода. Правые части в них получены после подстановки в соотношения для геострофических компонент скорости выражения для динамического уровня [Передерей, Саркисян, 1972; Саркисян, Передерей, 1972]

$$\zeta_d = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^H \rho dz, \quad (1.4)$$

где $g = 9,8 \text{ м/с}^2$;

$f = 2\omega \sin \varphi$,

$\varphi = [40,0; 125,47,0]^\circ \text{с.ш.}$;

$H = 500 \text{ м}$;

$\rho_0 = 1000 \text{ кг/м}^3$.

Расчеты проводили начиная с 63 м.

На диаграмме (Рисунок 1.20, б) видно, что сезонная изменчивость кинетической энергии (КЭ) прослеживается в течение года. Наибольшая интенсивность циркуляции вод наблюдается зимой, наименьшая – летом. В зимний период 2002 года кинетическая энергия является максимальной.

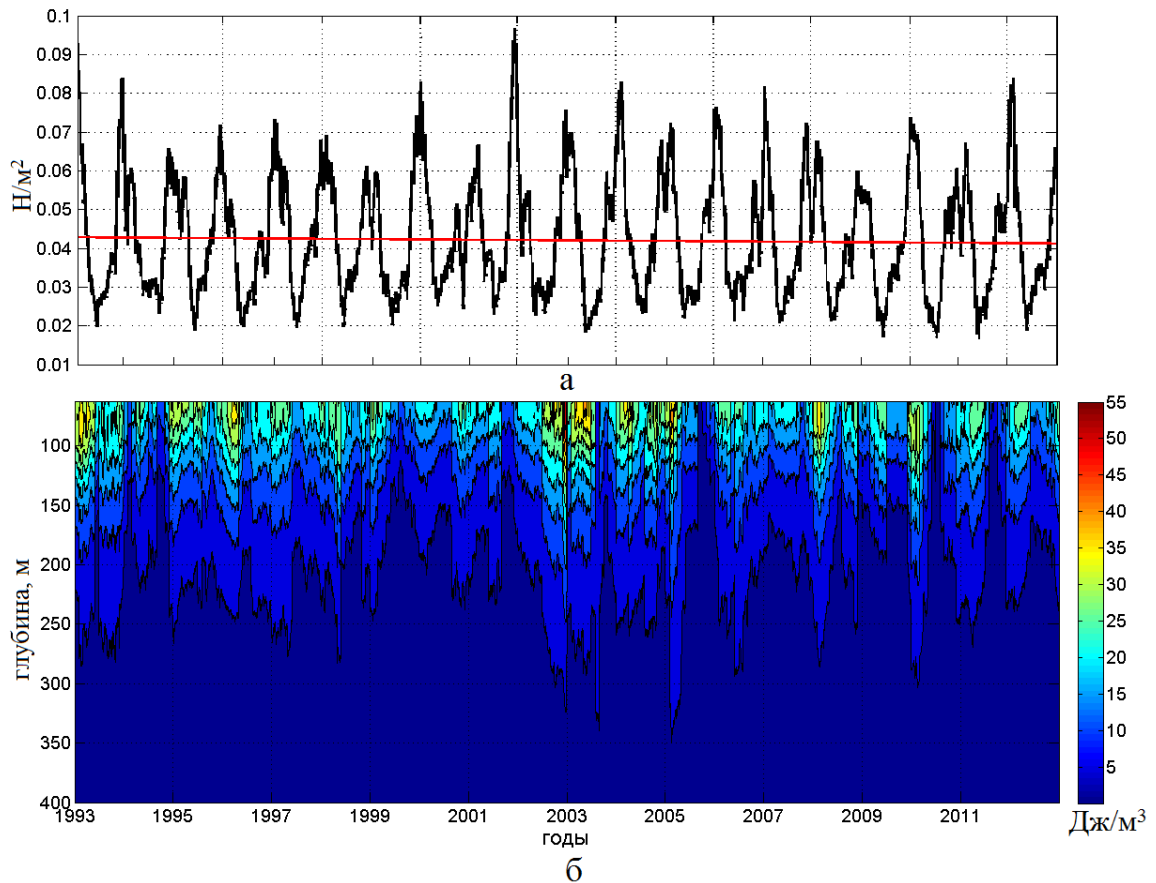


Рисунок 1.20 – Изменчивость среднего по поверхности моря модуля вектора касательного напряжения трения ветра по данным реанализа *ERA-Interim* (а) и диаграмма сезонной и межгодовой изменчивости средней по горизонтам кинетической энергии в слое 0–400 м за период 1993–2012 гг. (б)

Объяснение этому может быть следующее. Согласно работе [Ильин и др., 2012], в зимние периоды 2002 и 2003 годов произошло резкое увеличение амплитуд осредненной по глубоководной области Черного моря завихренности касательного напряжения трения ветра, рассчитанной по данным модели MM5 на сетке 18×18 км. Увеличение характеристик завихренности привело к увеличению средней и вихревой кинетической энергии поверхностных геострофических течений, вычисленных в отмеченной работе по альтиметрическому уровню. Мы рассчитали осредненную по поверхности глубоководного бассейна моря (глубина ≥ 500 м) завихренность касательного напряжения трения ветра, используя базу данных ERA-Interim с пространственным разрешением $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ (Рисунок 1.20, а).

На Рисунке 1.20 видна четкая корреляция между межгодовой изменчивостью завихренности и кинетической энергией: увеличению (уменьшению) завихренности соответствует увеличение (уменьшение) кинетической энергии.

Тенденции межгодовой изменчивости осредненной по отдельным горизонтам КЭ в слое 63–400 м характеризуются ее уменьшением в первом десятилетии периода 1993–2012 гг. и уменьшением во втором. Такая изменчивость КЭ объясняется временной изменчивостью модуля вектора касательного напряжения трения ветра (Рисунок 1.20, а).

1.2.6 Восстановление трехмерных термохалинных полей с расчетом ежесуточных линейных зависимостей «глубина залегания изохалины – значение альтиметрического уровня». Недостатком восстановленных по предложенному алгоритму трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солености является то, что диапазон значений их пространственной изменчивости на горизонтах меняется скачком при переходе от месяца к месяцу. Это особенно заметно в те месяцы, когда коэффициент $a(S_0)$ меняется весьма резко (Рисунок 1.21, черная линия).

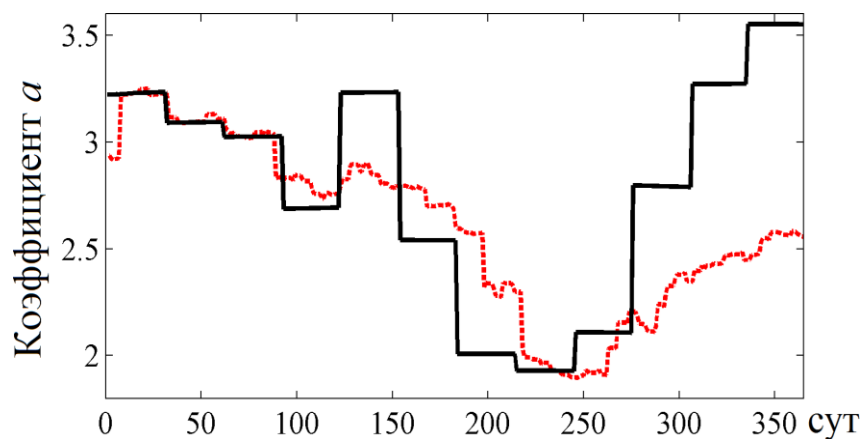


Рисунок 1.21 – Временная изменчивость ежесуточных (красная кривая) и ежемесячных (черная кривая) значений коэффициента a на горизонте 100 м за 2012 г.

Причина такого размаха значений температуры (солёности) заключается в использовании среднемесячных коэффициентов $a(S_0)$, $b(S_0)$ для расчёта глубин h и последующего восстановления трёхмерных полей указанных параметров на горизонтах модели.

Для устранения этого недостатка был проведен эксперимент, в котором использовалось временное окно $(t - 45, t + 45)$ сут) для накопления профилей солёности (температуры) в каждой градации альтиметрического уровня моря [Кныш, Лишаев, 2016]. Затем профили осредняли и относили к фиксированным суткам t . Далее выполняли скользящий суточный сдвиг, накопление профилей солёности (температуры), их осреднение и отнесение к следующим суткам. В результате получаем один профиль солёности и один профиль температуры для каждой градации уровня и для каждых суток (на примере 2012 г.). Невозмущенные ежесуточные профили солёности и температуры принимались в качестве базовых. Отличие восстановления полей псевдоизмерений в эксперименте состояло в том, что при расчёте глубин h использовались ежесуточные значения коэффициентов $a(S_0)$ и $b(S_0)$. На Рисунке 1.21 видно, что соответствующая эксперименту красная линия более гладкая. В итоге размах колебаний восстановленной солёности (температуры) на горизонтах модели меняется плавно при переходе от одних суток к другим.

Выводы к Разделу 1

Предложена оригинальная методика совместного анализа нерегулярных по пространству и времени данных гидрологических измерений температуры и солёности и спутниковых альтиметрических наблюдений [Korotaev et al., 2016b]. Она основана на построении эмпирических зависимостей между среднемесячными значениями температуры и солёности в ограниченной 500-метровой изобатой области и различными градациями альтиметрического уровня Черного моря. Исследования выполнены в период 1993–2012 гг., когда количество судовых гидрологических наблюдений и зондирований буями Argo было весьма ограничено.

Из множества полученных среднемесячных профилей температуры и солености с учетом адиабатического приближения в качестве основных выделены, скорректированы и проанализированы профили «нулевой» градации уровня «– 1, 0, 1 см», которые рассматриваются в качестве невозмущенных.

Диаграммы сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячных профилей невозмущенной солености в слое 0–300 м указывают на распреснение вод в верхнем слое 0–50 м к концу периода 1993–2002 гг. В межгодовой изменчивости среднемесячных профилей невозмущенной температуры наблюдается уменьшение толщины ХПС моря.

Анализ T,S – кривых «нулевой» и не «нулевых» градаций уровня позволил установить, что профили измеренных температуры и солености на станциях, независимо от пространственного положения и времени выполнения станций, сближаются в слое 50–1200 м и характеризуют промежуточную черноморскую водную массу, что указывает на преобладание адиабатических процессов на этих глубинах [Коротаев и др., 2015].

Вместе с тем, проведенный анализ показывает, что и в слое выше 100 метров существует определенная закономерность в расположении T,S – кривых в зависимости от градации уровня. Эта закономерность имеет сезонный ход и усложняется в ядре холодного промежуточного слоя.

Развитие методики анализа редких и нерегулярных по пространству и времени данных измерений температуры и солености позволило разработать и реализовать оригинальную процедуру формирования трехмерных полей солености и температуры для периода 1993–2012 гг.

Показано, что среднемесячные значения солености в слое 100–500 м в любой градации альтиметрического уровня моря можно выразить через среднемесячные значения солености «нулевой» градации (адиабатическое приближение), смещенные на некоторую иную глубину. Эти глубины рассчитаны на горизонтах модели, скорректированы и линейно аппроксимированы в зависимости от градаций уровня моря.

Ежесуточные профили солёности на сетке альтиметрического уровня моря, ограниченной изобатой 500 м, определены посредством использования фактических значений уровня в линейных зависимостях глубин солёности «нулевой» градации от других градаций на каждом горизонте слоя 100–500 м.

Восстановление ежесуточных профилей температуры в точках сетки альтиметрического уровня на горизонтах модели слоя 100–500 м проведено с использованием T, S – кривых «нулевой» градации.

Оценка статистических характеристик точности восстановленных трехмерных полей температуры и солёности (значения средних и среднеквадратических ошибок по всей площади и прямоугольным областям моря) на горизонтах слоя 100–500 м, выполненная посредством сопоставления с данными измерений на станциях, свидетельствует об удовлетворительном качестве воспроизведения термохалинных параметров.

Структуры восстановленных полей температуры и солёности (плотности) коррелируют с топографией альтиметрического уровня моря на всех горизонтах слоя 63–500 м на каждые сутки периода 1993–2012 гг.

Результаты исследований, представленные в первом разделе опубликованы в [Коротаев и др., 2015; Лишаев и др., 2014; Лишаев и др., 2016; Korotaev et. al. 2016].

РАЗДЕЛ 2 ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ В РЕТРОСПЕКТИВНОМ АНАЛИЗЕ ЗА 1980–2012 ГГ. ПОСРЕДСТВОМ Z-КООРДИНАТНОЙ МОДЕЛИ МГИ С АССИМИЛЯЦИЕЙ «НЕВОЗМУЩЕННЫХ» ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ

2.1 Краткое описание модели Морского гидрофизического института (МГИ)

Анализ численных прогностических расчетов гидрофизических полей Черного моря показывает неточности воспроизведения средней стратификации бассейна [Дорофеев, Сухих, 2017; Ратнер и др., 2014; Лишаев и др., 2014]. Отклонения модельных температуры и солёности от измеренных обусловлены неадекватностью параметризации процессов турбулентного обмена импульсом и турбулентной диффузии тепла и соли, приближенным характером начальных условий, погрешностями полей атмосферного воздействия. Нежелательный дрейф осредненных модельных профилей температуры и солёности может быть скорректирован соответствующими профилями, рассчитанными по данным измерений. В Разделе 1 предложена оригинальная методика совместной обработки спутниковых альтиметрических и малочисленных гидрологических наблюдений за 1993–2012 годы. Она дает возможность восстанавливать трехмерные поля температуры и солёности морской воды в бароклинном слое глубоководной части Черного моря, используя невозмущенные среднемесячные профили температуры и солёности, рассчитанные по данным зондирований, выполненных вблизи нулевого значения уровня моря, восстановленного по данным альтиметрии. Полученные в [Коротаяев и др., 2015] результаты позволяют выполнить предварительный реанализ гидрофизических полей моря за 1993–2012 гг. ассимилируя данные о невозмущенных среднемесячных профилях температуры и солёности.

Для проведения реанализа гидрофизических полей за период 1980–1993 гг. использовалась вихреразрешающая трехмерная нелинейная модель, атмосферные

поля реанализа *ERA Interim* [Grankina et. al., 2019; Dee et. al., 2011] и специально подготовленные для ассимиляции в модели среднегодовые профили температуры и солености.

Система уравнений модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды записана в декартовой системе координат. Ось x направлена на восток, ось y – на север, ось z – вертикально вниз. Система уравнений имеет вид

$$u_t - (\zeta + f)v + wu_z = -g\zeta_x \frac{1}{\rho_0} (P' + E)_x + (v_v u_z)_z + v_H \nabla^4 u, \quad (2.1)$$

$$v_t - (\zeta + f)u + wv_z = -g\zeta_y \frac{1}{\rho_0} (P' + E)_y + (v_v v_z)_z + v_H \nabla^4 v, \quad (2.2)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (2.3)$$

$$\zeta_t + \int_0^H (u_x + v_y) dz = (Pr - Ev)/\rho_1, \quad (2.4)$$

$$P = g\rho_0 \zeta + g \int_0^z \rho d\mu = g\rho_0 \zeta + P', \quad (2.5)$$

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = -\kappa^H \nabla^4 T + (\kappa^T T_z)_z - \frac{\partial I}{\partial z}, \quad (2.6)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = -\kappa^H \nabla^4 S + (\kappa^S S_z)_z, \quad (2.7)$$

$$\rho = \varphi(T, S), \quad (2.8)$$

где u, v, w – компоненты вектора скорости;

ζ – возвышение свободной поверхности;

f – параметр Кориолиса;

g – ускорение свободного падения;

P – давление;

Pr – осадки;

Ev – испарение;

T – температура;

S – соленость;

ρ – плотность морской воды;

ρ_1 – средняя плотность в поверхностном слое;

$$\rho_0 = 1 \text{ г/см}^3;$$

ν_V, ν_H – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости соответственно;

κ^H – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии;

κ^T – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла;

κ^S – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии соли;

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y};$$

$$E = \rho_0 \frac{u^2 + v^2}{2}.$$

Уравнение (2.4) получено в предположении выполнения линейризованного кинематического условия в виде $w = -\zeta_t + \frac{Pr-Ev}{\rho_l}$. Последнее слагаемое в (2.6) описывает изменение температуры с учетом влияния коротковолновой радиации [Коротаяев и др., 2015]. Здесь $I(z) = Swr(ae^{-z/b_1} + (1-a)e^{-z/b_2})$, Swr – коротковолновая радиация на поверхности моря, a, b_1, b_2 – эмпирические константы, которые подбираются на основе численных расчетов.

Для описания верхнего перемешанного слоя используется приближение Филандера – Пакановски [Pacanowski, Philander, 1981]. Коэффициенты турбулентного обмена импульсом и диффузии тепла и соли по вертикали вычисляются следующим образом

$$\begin{aligned} \nu_V &= \nu_0 (1 + Ri)^{-2} + \nu_1^V, \\ \kappa^S &= [(\nu_0 (1 + Ri)^{-2} + \nu_1^V) / (1 + Ri) + \kappa_1^S], \\ \kappa^T &= [(\nu_0 (1 + Ri)^{-2} + \nu_1^V) / (1 + Ri) + \kappa_1^T], \end{aligned} \quad (2.9)$$

где $Ri = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{1}{(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2}$ – число Ричардсона;

$R_0, \nu_0, \nu_1, \nu_1^V, \kappa_1^T, \kappa_1^S$ – заданные константы.

Для системы уравнений (2.1) – (2.8) краевые условия на поверхности $z = 0$ запишем в виде

$$\begin{aligned} v_v u_z &= -\tau^x, \quad v_v v_z = -\tau^y, \\ \kappa^T T_z &= Q^T + \beta(T^{cl} - T_0), \quad \kappa^S S_z = \frac{Ev - Pr}{\rho_1} S_0 + \beta(S^{cl} - S_0), \end{aligned} \quad (2.10)$$

где (τ^x, τ^y) – касательное напряжение трения ветра;

Q^T – поток тепла за вычетом коротковолновой радиации;

T_0, S_0 – поверхностные температура и соленость;

T^{cl}, S^{cl} – климатическая температура и соленость;

β – параметр релаксации.

На дне $z = H(x, y)$

$$u = 0, \quad v = 0, \quad w = 0, \quad T_z = 0, \quad S_z = 0. \quad (2.11)$$

На твердых боковых стенках

для меридиональных участков границы

$$\begin{aligned} u &= 0, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\ T_x &= 0, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \end{aligned} \quad (2.12)$$

для зональных участков границы

$$\begin{aligned} v &= 0, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T_y &= 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (2.13)$$

На участках границы, где вода втекает, используются условия Дирихле:

для меридиональных участков

$$\begin{aligned} u &= u^p, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\ T &= T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \end{aligned} \quad (2.14)$$

для зональных участков

$$\begin{aligned} v &= v^p, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T &= T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (2.15)$$

для верхнебосфорского течения и для Керченского пролива, когда течение направлено из Черного моря в Азовское

$$\begin{aligned} v &= v^s, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T_y &= 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (2.16)$$

В (2.14) – (2.16) введены следующие обозначения: u^p, v^p, v^s – скорость в устьях рек и проливах, соответственно; T^p, S^p – температура и соленость в реках.

В качестве начальных при $t = t^0$ потребуем выполнения следующих условий

$$\begin{aligned} u &= u^0(x, y, z), \quad v = v^0(x, y, z), \quad \zeta = \zeta^0(x, y), \\ T &= T^0(x, y, z), \quad S = S^0(x, y, z). \end{aligned} \quad (2.17)$$

Таким образом, решается система уравнений (2.1) – (2.8) с соответствующими краевыми (2.10) – (2.16) и начальными (2.17) условиями. Конечно-разностная дискретизация уравнений модели, начальных и граничных условий проведена на сетке C [Демышев, 2012]. Дискретная модель с точностью до равномерного шага обладает вторым порядком аппроксимации по пространству и, в результате периодического использования схемы Мацуно, первым – по времени.

Используемые разностные операторы и особенности аппроксимации уравнений модели подробно описаны в работе [Демышев, 1996].

Расчеты проводились на горизонтальной сетке 5×5 км (238×132 точек). По вертикали использовалось 38 горизонтов: 2.5, 5, 10, ..., 30, 40, 50, 63, 75, 88, 100, 113, 125, 150, ..., 200, 250, 300, 400, ..., 2100 м. Шаг по времени равнялся 5 мин.

Значения эмпирических констант для учета коротковолновой радиации следующие: $a = 0,85$; $b_1 = 15,5$; $b_2 = 2$. В соотношениях (2.9) задано, что $\nu_0 = 30$ см²/с; $\nu_1 = 1$ см²/с; $\nu_1^V = 5$ см²/с; $\kappa_1^T = 5$ см²/с; $\kappa_1^S = 1$ см²/с. Параметр релаксации в (2.10) принят равным $\beta = 1,15 \times 10^{-3}$ см/с. Для задания температуры и скорости в устьях рек и проливах использовались литературные данные [Гидрометеорология, 1991]. Соленость рек равна 7‰. В расчете задавалось, что в верхнебосфорском течении температура и соленость та же, что и в море. В нижнебосфорском потоке соленость принималась равной 22‰ и температура – 16°C, что соответствует характеристикам вод Мраморного моря. Принималось, что верхнее течение в Босфоре распространяется до глубины 27,5 м, нижнее – до 68,75 м. Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена импульсом и горизонтальной турбулентной диффузии тепла и соли брались следующими: $\nu_H = 5 \times 10^{17}$ см⁴/с, $\kappa^H = 10^{16}$ см⁴/с.

2.2 Результаты реанализа гидрофизических полей моря за 1980–1993 гг. с усвоением среднегодовых «невозмущенных» профилей температуры и солености в модели, рассчитанных по данным работы

2.2.1 Методика формирования среднегодовых профилей температуры и солености.

Расчет среднегодовых значений температуры и солености на каждом из горизонтов используемой модели для периода 1980–1993 гг. базируется на ранее предложенной процедуре формирования полей псевдонаблюдений [Коротаев и др., 2010; Мизюк и др., 2011]. Данная процедура использовалась для подготовки и ассимиляции в модели редких неоднородных по пространству и нерегулярных по времени данных измерений *in-situ* буев-профилемеров Argo [Мизюк и др., 2011]. Формирование полей псевдонаблюдений плотности (солености, температуры) моря

обосновывается подобием между структурой поля уровня моря и структурой поля плотности (солёности, температуры) в главном пикноклине (постоянном галоклине).

Среднегодовые поля уровня моря, температуры и солёности на горизонтах модели рассчитывались посредством осреднения среднесуточных значений соответствующих параметров, полученных в реанализе по z – координатной модели за период 1971–1993 гг. [Кныш и др., 2011; Кныш и др., 2012]. Отметим, что этот реанализ выполнялся с использованием параметров атмосферы реанализа *ERA-40* [Uppala et al., 2005] и с ассимиляцией ежемесячных массивов данных измерений температуры и солёности [Моисеенко, Белокопытов, 2008]. Все значения среднегодовых уровней моря были разбиты на градации с дискретностью 1 см, например, $-11, -10; \dots -2, -1; -1, 0; 0, 1; 1, 2$ и т.д. На всех горизонтах модели были построены диаграммы эмпирических зависимостей между значениями среднегодового уровня Черного моря (в выбранных градациях) и соответствующими значениями среднегодовой солёности. Аналогичные диаграммы построены для значений среднегодового уровня и соответствующих значений среднегодовой температуры. Отметим, что в пределах каждой градации рассчитывались средние значения температуры и солёности, а также соответствующая дисперсия. Расчеты проводились в области моря, ограниченной изобатой 500 м.

На Рисунках 2.1, 2.2 представлены примеры диаграмм зависимостей «солёность-уровень» и соответствующих дисперсий на указанных горизонтах. На рисунках видно, что в градациях с отрицательными значениями уровня среднегодовые значения солёности уменьшаются от максимальных отрицательных значений до нулевой градации.

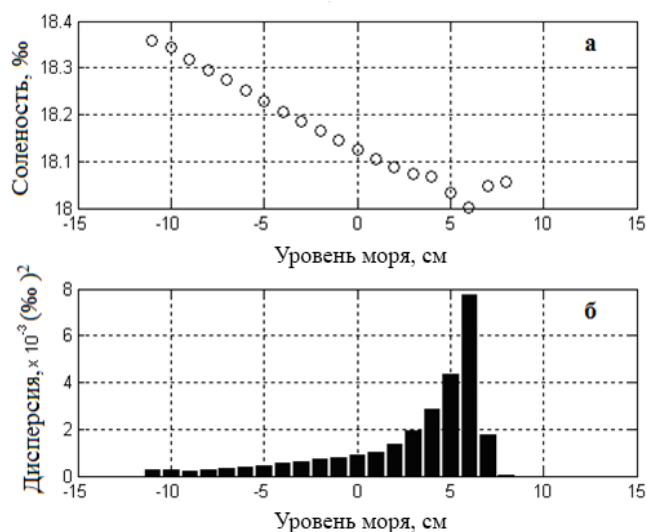


Рисунок 2.1 – Диаграммы значений среднегодовой (1985 г.) солёности для каждой градации среднегодового уровня моря (а) и значения соответствующих дисперсий (б) на горизонте 20 м

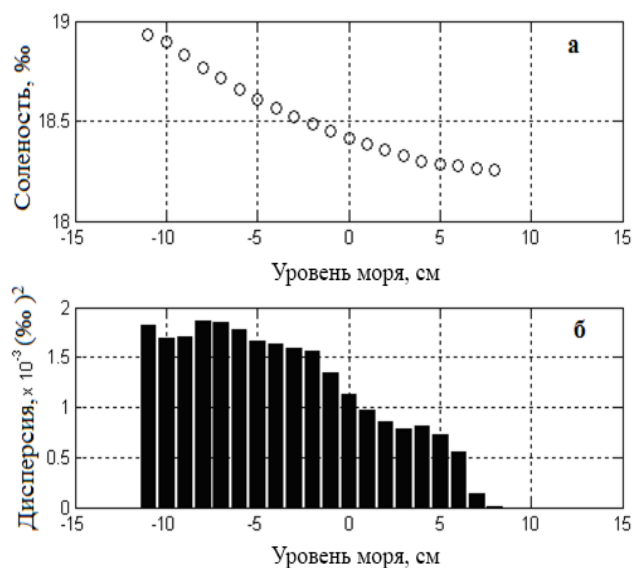


Рисунок 2.2 – Диаграммы значений среднегодовой (1985 г.) солёности для каждой градации среднегодового уровня моря (а) и значения соответствующих дисперсий (б) на горизонте 50 м

Они максимальны в центральных областях циклонических круговоротов. В областях с положительными значениями уровня значения солёности уменьшаются или увеличиваются. Соответствующие дисперсии на 20 м увеличиваются, а на 50 м – уменьшаются. Такими же особенностями обладают диаграммы в остальные годы.

Диаграммы «температура-уровень» на 50 м (Рисунок 2.3, 2.4) имеют более сложные зависимости, обусловленные холодным промежуточным слоем моря. В диапазоне всех отрицательных и положительных (до 5, 6 или 6, 7) градаций среднегодовых значений температуры и соответствующие дисперсии увеличиваются из-за особенностей распределения температуры в ХПС. В последних положительных градациях они уменьшаются вследствие особенностей динамики вод и, возможно, несколько худшей статистической обеспеченности. Сопоставление диаграмм Рисунки 2.3, 2.4 свидетельствует, что по данным реанализа в 1981 г. наблюдался существенно меньший холодозапас, чем в 1985 г. [Кныш и др., 2012]. Диаграммы, построенные для остальных лет, подтверждают зависимость среднегодовых значений температуры от зимних атмосферных термических условий в соответствии со шкалой Титова [Титов, 2003].

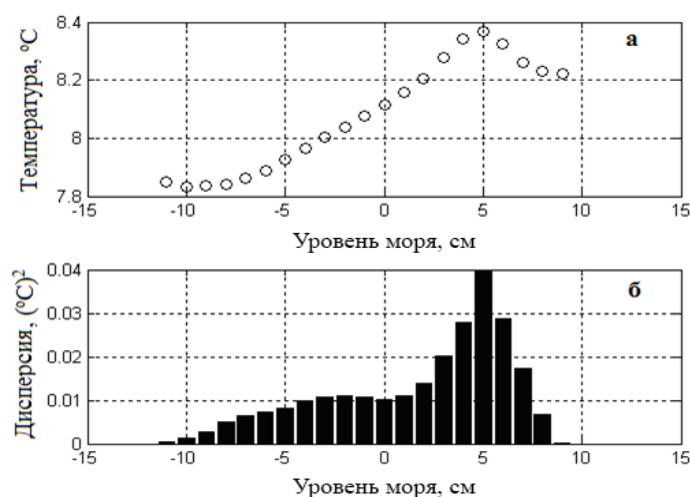


Рисунок 2.3 – Диаграммы значений среднегодовой (1981 г.) температуры для каждой градации среднегодового уровня моря (а) и значений соответствующих дисперсий (б) на горизонте 50 м

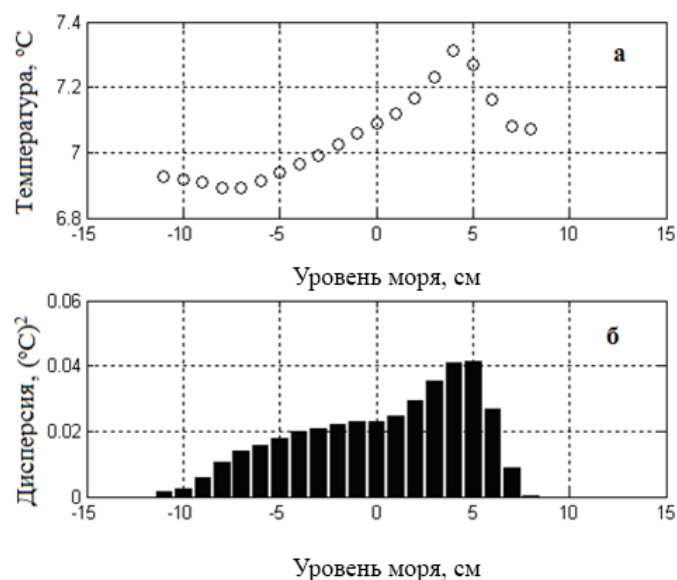


Рисунок 2.4 – Диаграммы значений среднегодовой (1985 г.) температуры для каждой градации среднегодового уровня моря (а) и значений соответствующих дисперсий (б) на горизонте 50 м

Важными параметрами атмосферы, формирующими интенсивность циркуляции вод моря и ее структуру, являются компоненты вектора касательного напряжения трения ветра и его завихренность (Рисунок 2.5). Известно, что по данным реанализа *ERA-40* эти параметры оказались заниженными [Van Vledder, Akrınar, 2015]. По данным реанализа *ERA Interim* максимальные значения модуля вектора напряжения трения ветра на 25–27% выше, чем по данным *ERA-40* (Рисунок 2.5, а). Завихренность, за исключением зимы 1992 и 1993 гг., так же более высокая (Рисунок 2.5, б). Отметим, что при выполнении реанализа гидрофизических полей Черного моря в работе [Кныш и др., 2011б] значения компонентов вектора тангенциального напряжения трения ветра реанализа *ERA-40* были увеличены в 2 раза.

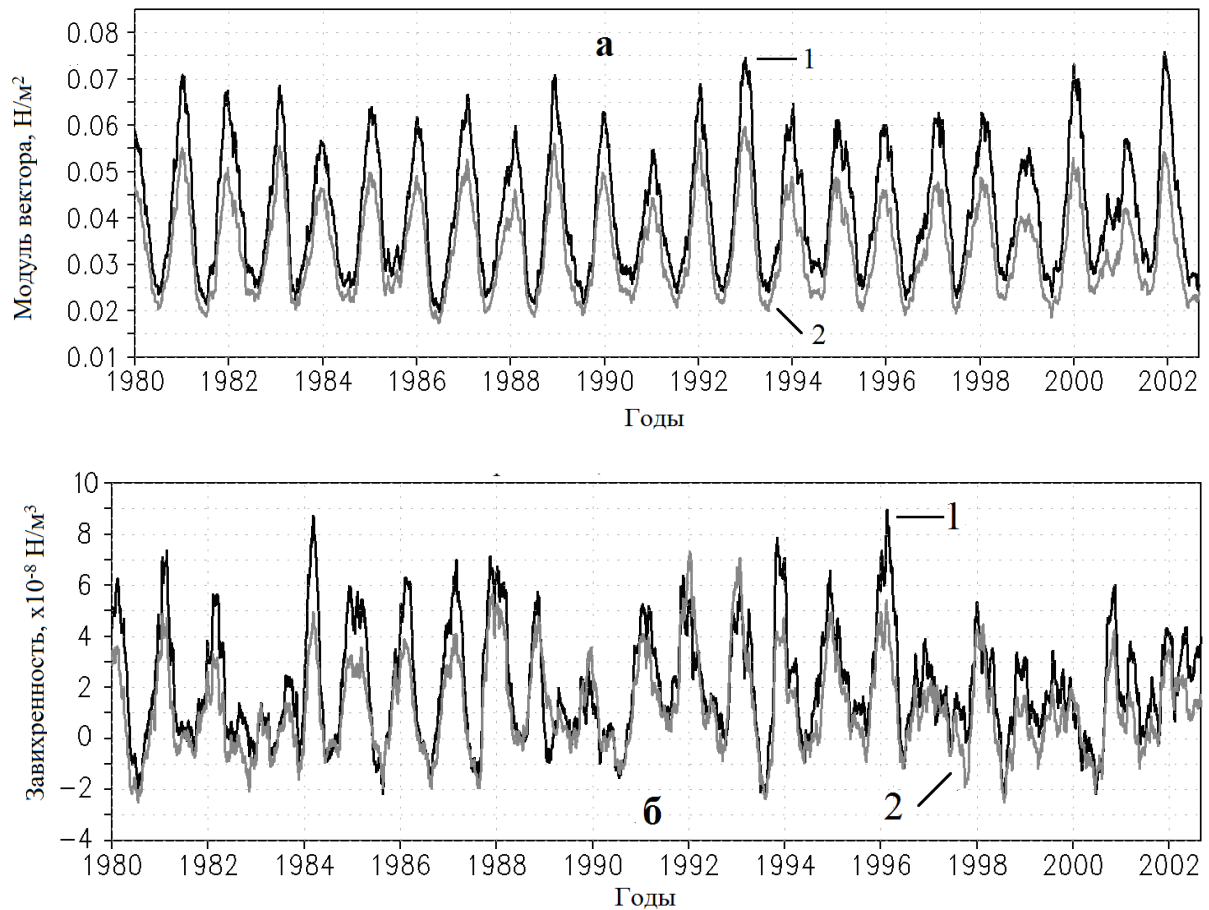


Рисунок 2.5 – Сезонная и межгодовая изменчивость модуля вектора касательного напряжения трения ветра (а) и завихренности (б). Кривая 1 – по данным ERA-Interim, кривая 2 – по данным ERA-40

Для восстановления гидрофизических полей в реанализе за 1980 – 1993 гг. использовались среднегодовые профили невозмущенной (с учетом адиабатических процессов) температуры и солёности (плотности), соответствующие «нулевой» градации среднегодового уровня моря (–1, 0, +1). На Рисунке 2.6 и Рисунке 2.7 для примера профили температуры и солёности приведены для некоторых лет до 200 м. Глубже они различаются слабо.

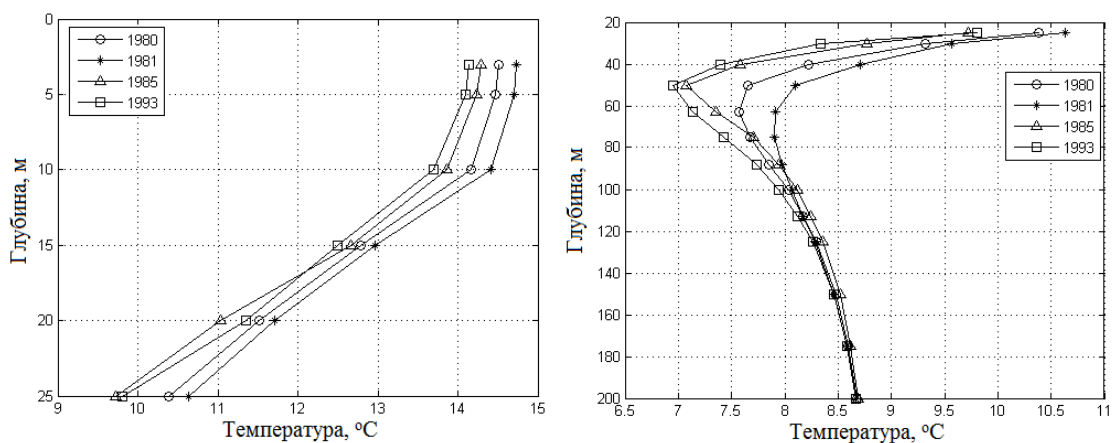


Рисунок 2.6 – Среднегодовые профили невозмущенной температуры, соответствующие «нулевой» градации среднегодового уровня моря (–1, 0, +1)

На Рисунке 2.6 видно, что ХПС менее всего выражен в 1981 г., который характеризуется аномально теплой зимой [Кныш и др., 2011б; Титов, 2003]. По классификации работы [Титов, 2003] 1985 и 1993 гг. отличались холодными зимами, однако холодозапас ХПС был наибольшим в 1993 г. [Кныш и др., 2003б; Кныш и др., 2012]. В остальные годы профили температуры занимают промежуточное положение. Среднегодовые значения солёности на горизонтах 2,5 и 50 м (Рисунок 2.7) согласуются с межгодовой изменчивостью средних по этим горизонтам значений солёности [Кныш и др., 2011б; Кныш и др., 2012]. Среднегодовые профили невозмущенной солёности отражают характерную изменчивость ее в постоянном халоклине (Рисунок 2.7). Предложенная выше методика получения среднегодовых профилей температуры и солёности по градациям может быть использована для формирования полей псевдонаблюдений солёности, температуры (плотности) в случаях редких неоднородных по пространству и нерегулярных по времени измерений во временных периодах 1993–2001 и 2002–2012 гг.

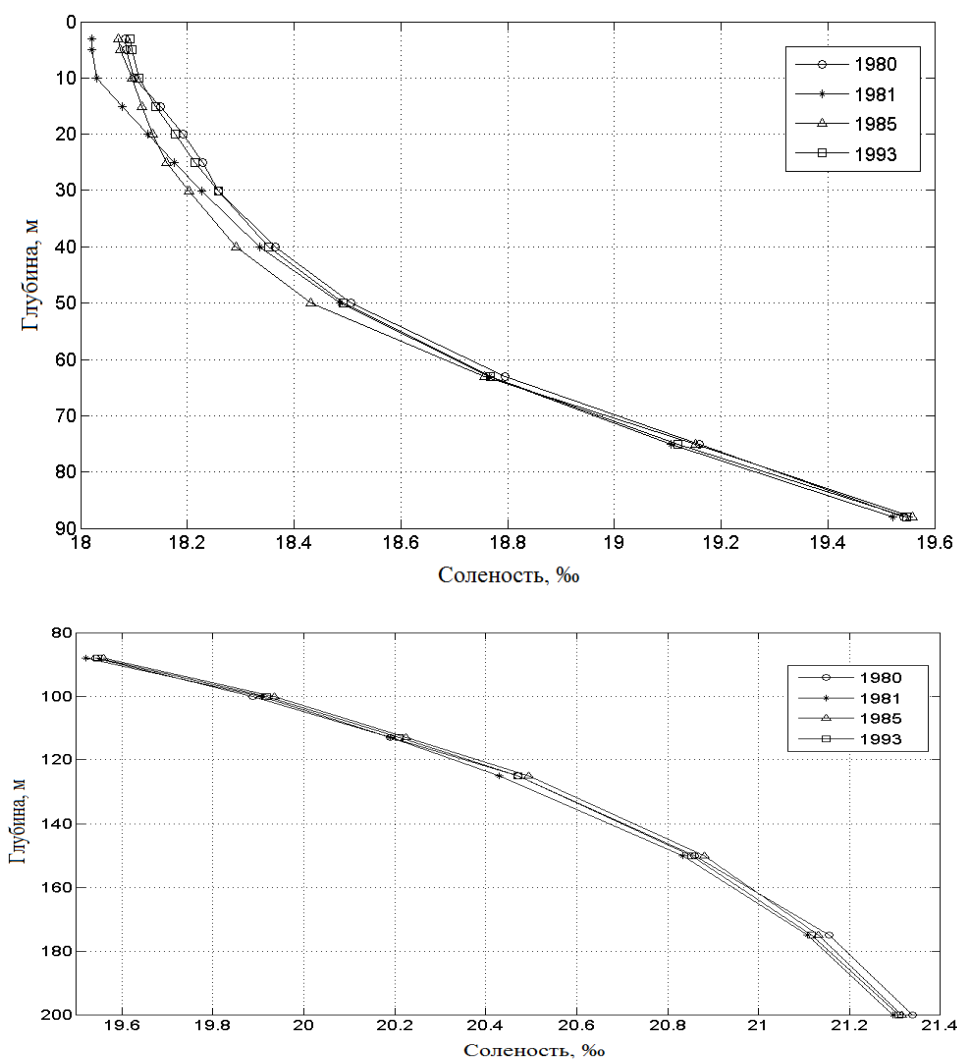


Рисунок 2.7 – Среднегодовые профили невозмущенной солености, соответствующие «нулевой» градации среднегодового уровня моря (–1, 0, +1)

2.2.2 Анализ результатов реанализа гидрофизических полей за период 1980–1993 гг. на основе вихреразрешающей модели. В качестве начальных полей в вихреразрешающей модели использовались климатические поля температуры, солености, уровня и скоростей течений, полученные в [Кныш и др., 2005] и проинтерполированные на сеточную область модели. Начальный момент времени соответствовал 1 января 1980 г. С использованием полей атмосферного реанализа *ERA Interim* было проведено три численных эксперимента. В первом из них выполнялся прогностический расчет с реальным атмосферным воздействием. Второй эксперимент отличался от первого тем, что на каждом шаге по времени

производилась коррекция модельных значений температуры и солёности среднегодовыми профилями этих термохалинных параметров по формуле

$$T^{+}(x, y, z, t) = T^{-}(x, y, z, t) + \frac{1}{320} \times \frac{1}{n(z)} \times (T^{\text{cp}}(z, t_z) - \bar{T}(z, t)), \quad (2.18)$$

где $\bar{T}(z, t)$ – среднее по горизонту значение модельной температуры;

$T^{\text{cp}}(z, t_z)$ – среднегодовое значение невозмущенной температуры;

$n(z)$ – количество точек на горизонте.

Верхние индексы «−», «+» означают значения температуры до и после коррекции. Аналогичная формула использовалась для коррекции солёности. В третьем эксперименте выполнялось восстановление гидрофизических полей моря только для 1993 г. таким же способом, как во втором эксперименте, но с увеличением значений компонентов вектора тангенциального напряжения трения ветра в 1,5 раза.

Данные реанализов по вихреразрешающей модели получены с дискретностью по времени одни сутки и являются исходными для исследования сезонной и межгодовой изменчивости среднесуточной температуры, солёности, скорости и кинетической энергии течений, а также синоптических вихрей.

Обратимся сначала к рассмотрению некоторых интегральных характеристик. Профили солёности, полученные посредством осреднения полей по горизонтам и за год, зимой качественно близки между собой по данным второго численного эксперимента и реанализа за 1971–1993 гг. [Кныш и др., 2011; Кныш и др., 2012] (Рисунок 2.8). В этот сезон хорошо выражен верхний квазиоднородный слой, особенно в прогностическом расчете (Рисунок 2.8, а). Положение по глубине постоянного галоклина несколько выше по данным реанализа за 1971–1993 гг. В прогностическом расчете положение постоянного галоклина находится глубже, галоклин менее обострен по сравнению с данными реанализа за 1971–1993 гг. и второго эксперимента. Рисунок 2.8, б свидетельствует о том, что летом обострение постоянного галоклина максимальное в реанализе за 1971–1993 гг., минимальное – в первом численном

эксперименте. Летом положение постоянного галоклина в прогностическом расчете находится глубже, чем зимой. Оно также более глубокое, чем во втором численном эксперименте и по данным реанализа за 1971–1993 гг.

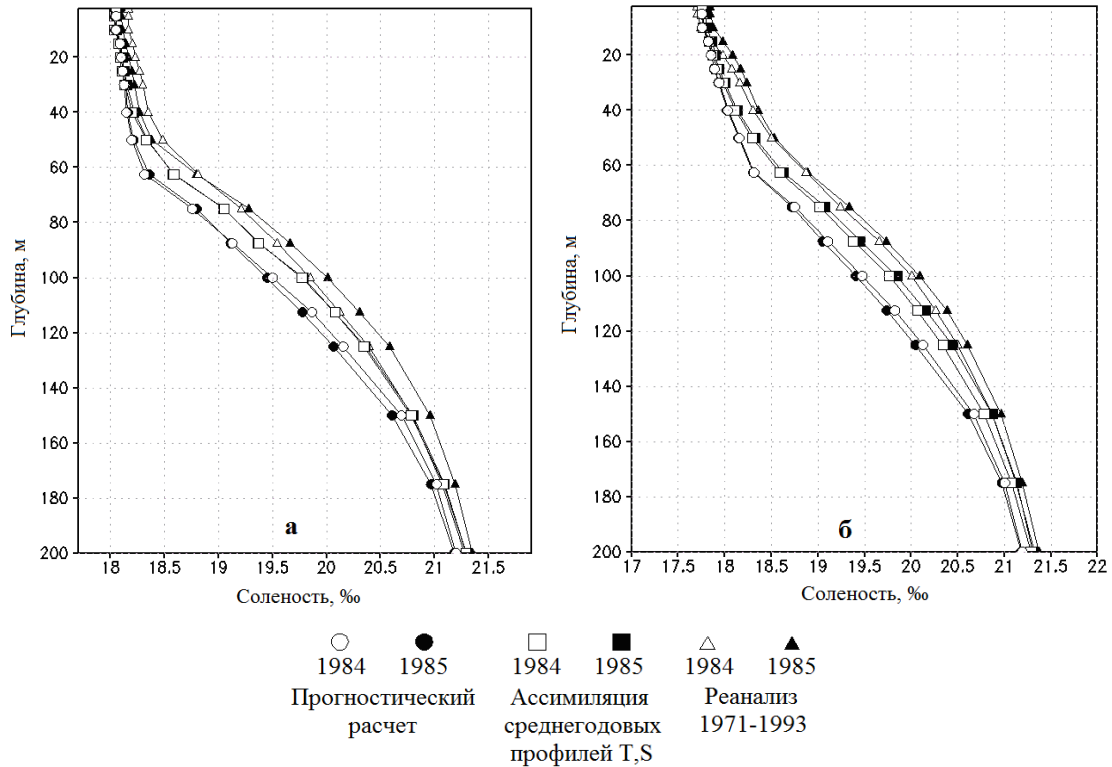


Рисунок 2.8 – Профили солености 15 февраля (а) и 15 августа (б) в 1984 и 1985 гг.

Показательными являются профили температуры зимой (Рисунок 2.9, а) и летом (Рисунок 2.9, б, в). 15 февраля существенно меньшая чем 8°C средняя по горизонтам температура воды наблюдается до глубин примерно 95 м по данным реанализа за 1971–1993 гг., в котором для моделирования верхнего перемешанного слоя использовалась параметризация турбулентности Меллора – Ямады [Mellor, Yamada, 1974; Mellor, Yamada, 1982; Rodi, 1987; Burchard et. al., 1998; Burchard, Petersen, 1999] с уровнем замыкания 2,5 [Кныш и др., 2011]. В прогностическом расчете значения отмеченной средней по горизонтам температуры более высокие, в большей степени зависят от года и наблюдаются от 25 до 55 м. Как в первом, так и во втором случаях значения этих температур подтверждают зимние термические условия в соответствии со шкалой Титова [Титов, 2003]: 1984 и 1986 гг. характеризуются теплыми, 1987 г. – нормальными, а

1985 г. – холодными зимними условиями. Средняя по горизонтам температура в поверхностном слое 0–50 м (1984 г.), 0–35 м (1986 г.) и 0–37 м (1987 г.) является завышенной в численном эксперименте с коррекцией модельных значений температуры среднегодовыми невозмущенными значениями. Более подходящим представляется профиль температуры, полученный для холодной зимы 1985 г.

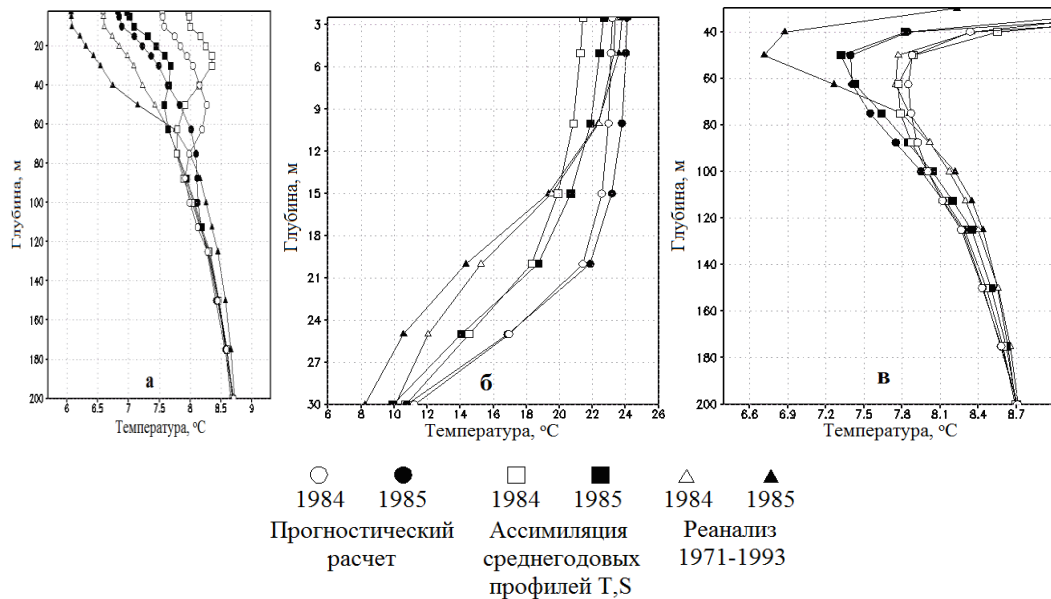


Рисунок 2.9 – Профили температуры 15 февраля (а) и 15 августа (б, в)

В августе в те же годы сезонный термоклин наиболее ярко выраженный по данным реанализа за 1971–1993 гг. (Рисунок 2.9, б). В первом и во втором численных экспериментах глубины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) получены в два раза большими, чем по данным реанализа крупномасштабных полей моря. Кроме этого, значения температуры в ВКС являются заниженными в эксперименте с ассимиляцией среднегодовых профилей невозмущенной температуры. На основе полученных результатов можно сделать вывод о том, что при выполнении реанализа по вихреразрешающей модели необходим учет сезонной изменчивости ассимилируемых в модели профилей температуры. На Рисунке 2.9, в видно, что значения температуры воды в ХПС, восстановленные во втором эксперименте, ближе к таковым по данным реанализа за 1971–1993 гг. Распределение профилей температуры по годам (Рисунок 2.9, в) подтверждает

зависимость характеристик холодного промежуточного слоя от зимних термических условий в соответствии с таблицей 2 работы [Титов, 2003].

Поведение со временем средней в слое 0–300 м температуры показывает, что она выше по данным реанализа за период 1980–1993 гг. (Рисунок 2.10). Этот результат является следствием того, что не была учтена сезонная изменчивость ассимилируемых в модели профилей невозмущенной температуры. Об этом свидетельствует также диаграмма Рисунок 2.11. На ней видно, что распределение средней по горизонту температуры в слое 0–40 м в осеннее-зимний период каждого года завышено по сравнению с таковой по данным реанализа за период 1971–1993 гг. (Рисунок 7, работы [Кныш и др., 2012]). Выделяются лишь холодные зимы 1985 и 1991–1993 гг., в которые средняя по горизонту температура в слое 0–40 м меняется в пределах 7–7,5°C.

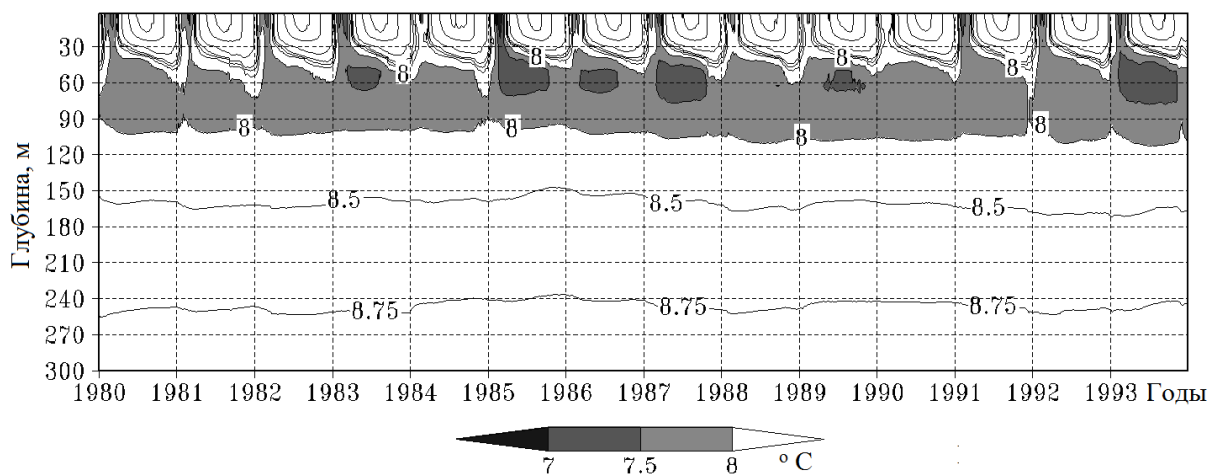


Рисунок 2.11 – Диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры в слое 0–300м по данным реанализа за период 1980–1993 гг.

Анализ тенденций сезонной и межгодовой изменчивости средней температуры в слое 0–300 м свидетельствует о том, что несмотря на завышение температуры в слое 0–40 м в обоих реанализах линейные тренды изменчивости являются отрицательными (Рисунок 2.10). Характеристики трендов следующие:

– $5,51 \times 10^{-6} \text{C/сут}$ в реанализе за 1980–1993 гг. и $-1,47 \times 10^{-5} \text{C/сут}$ в реанализе крупномасштабных полей моря.

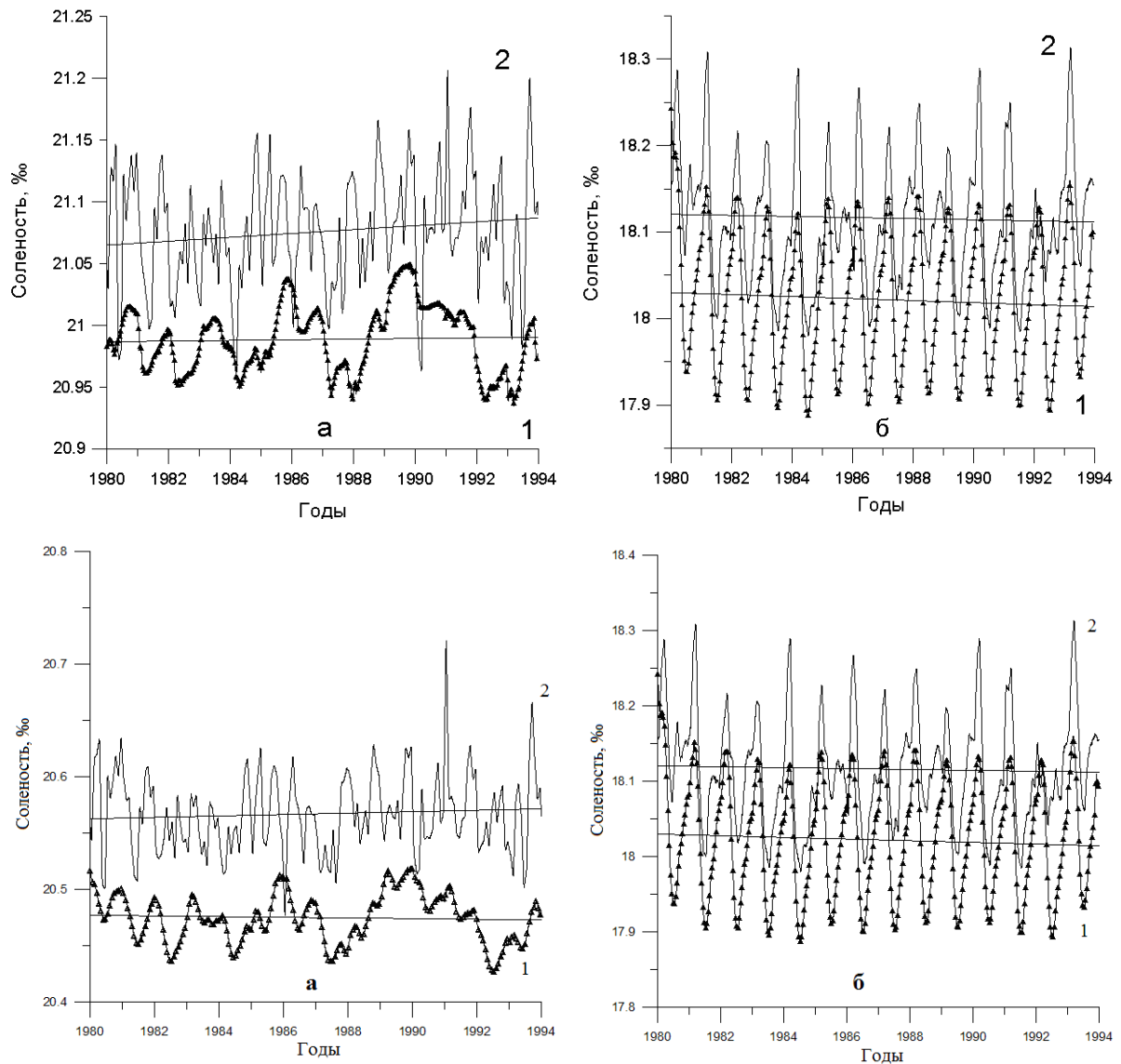


Рисунок 2.12 – Сезонная и межгодовая изменчивость средней в слое 0–300 м (а) и 0–40 м (б) солености: кривая 1 – по данным реанализа за период 1980–1993 гг. с ассимиляцией среднегодовых профилей температуры и солености; кривая 2 – по данным реанализа крупномасштабных гидрофизических полей за период 1971–1993 гг.

В тенденциях сезонной и межгодовой изменчивости средней в слое 0–300 м солености имеются различия (Рисунок 2.12, а). Линейный тренд по нашим расчетам характеризуется как весьма слабый отрицательный (кривая 1). Скорость

уменьшения средней солености равна $-8,34 \times 10^{-7}$ ‰/сут. По данным реанализа крупномасштабных полей моря линейный тренд положительный (кривая 2). Скорость увеличения средней солености равна $1,72 \times 10^{-6}$ ‰/сут. Заметим, что в верхнем слое 0–40 м изменчивость средней по слою солености в нашем расчете (кривая 1, Рисунок 2.12, б) характеризуется отрицательным трендом. Уменьшение солености равно $-1,11 \times 10^{-3}$ ‰/сут. Это объясняется ассимилируемыми в модели среднегодовыми значениями солености (Рисунок 2.7, а). В этом же слое в реанализе крупномасштабных полей (кривая 2, Рисунок 2.12, б) изменчивость средней солености также имеет отрицательный тренд. Характеристика тренда равна $-5,96 \times 10^{-4}$ ‰/сут. Тем самым по данным реанализа посредством вихреразрешающей модели за период 1980–1993 гг. подтверждается распреснение вод верхнего слоя моря.

На диаграмме Рисунок 2.13 в сезонном ходе отдельных лет максимум солености приходится на февраль. Минимум солености достигается в июне и является следствием весеннего паводка рек. С июля соленость поверхностных вод начинает возрастать.

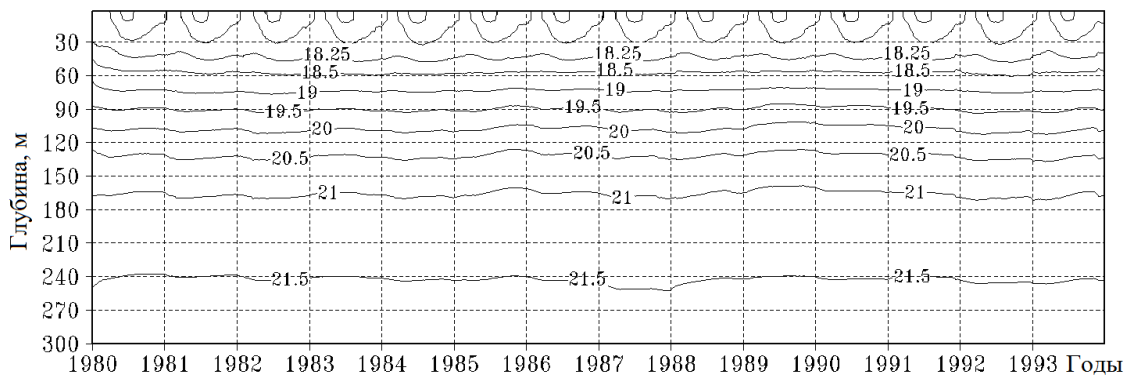


Рисунок 2.13 – Диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам солености в слое 0–300 м по данным реанализа за период 1980–1993 гг.

Неоднозначность линейных трендов, полученных по данным рассматриваемых реанализов в слое 0–300 м (Рисунок 2.12, а), указывает на необходимость учета сезонной изменчивости ассимилируемых в модели профилей

невозмущенной солености. Данные реанализа за период 1971–1993 гг. обеспечивают возможность построения диаграмм эмпирических зависимостей между значениями среднемесячного уровня Черного моря (в выбранных градациях) и соответствующими значениями среднемесячной солености.

Проведем анализ воспроизводимости вихреразрешающей моделью наблюдаемых синоптических вихреобразований. Основное внимание обратим на формирующиеся вихри как справа от Основного Черноморского течения, так и в восточном и западном циклонических круговоротах. Для анализа используем данные восстановления гидрофизических полей в отмеченных выше трех численных экспериментах в нормальном – 1987 и холодном – 1993 гг. по шкале зимних термических условий [Титов, 2003].

Топография уровня моря 25 апреля 1987 г. в прогностическом расчете отличается от полученной в численном эксперименте с коррекцией модельных профилей соответствующими среднегодовыми профилями температуры и солености (Рисунок 2.14, а, в). Отличие состоит в распаде ОЧТ моря на два циклонических круговорота вследствие взаимодействия двух антициклонических вихрей – Синопского и Кавказского. Центральное-западное циклоническое круговорот включает два циклонических вихря. Структура Синопского антициклона состоит из двух ядер. Присутствуют также Батумский и Севастопольский антициклоны.

На Рисунке 2.14, в видно, что в нашем расчете на указанную дату ОЧТ не распадается. Охватывающий все море циклоническое круговорот состоит из интенсивного западного и восточного циклонических круговоротов и меньшей интенсивности юго-восточного циклонического вихря. Справа от ОЧТ наблюдается большее количество антициклонических вихрей: Босфорский, Сакарьякский, Синопский, Кизилирмакский, Батумский, два Кавказских и Севастопольский. Синоптическая изменчивость гидрофизических полей Черного моря в реанализе за период 1980 – 1993 гг. несколько выше.

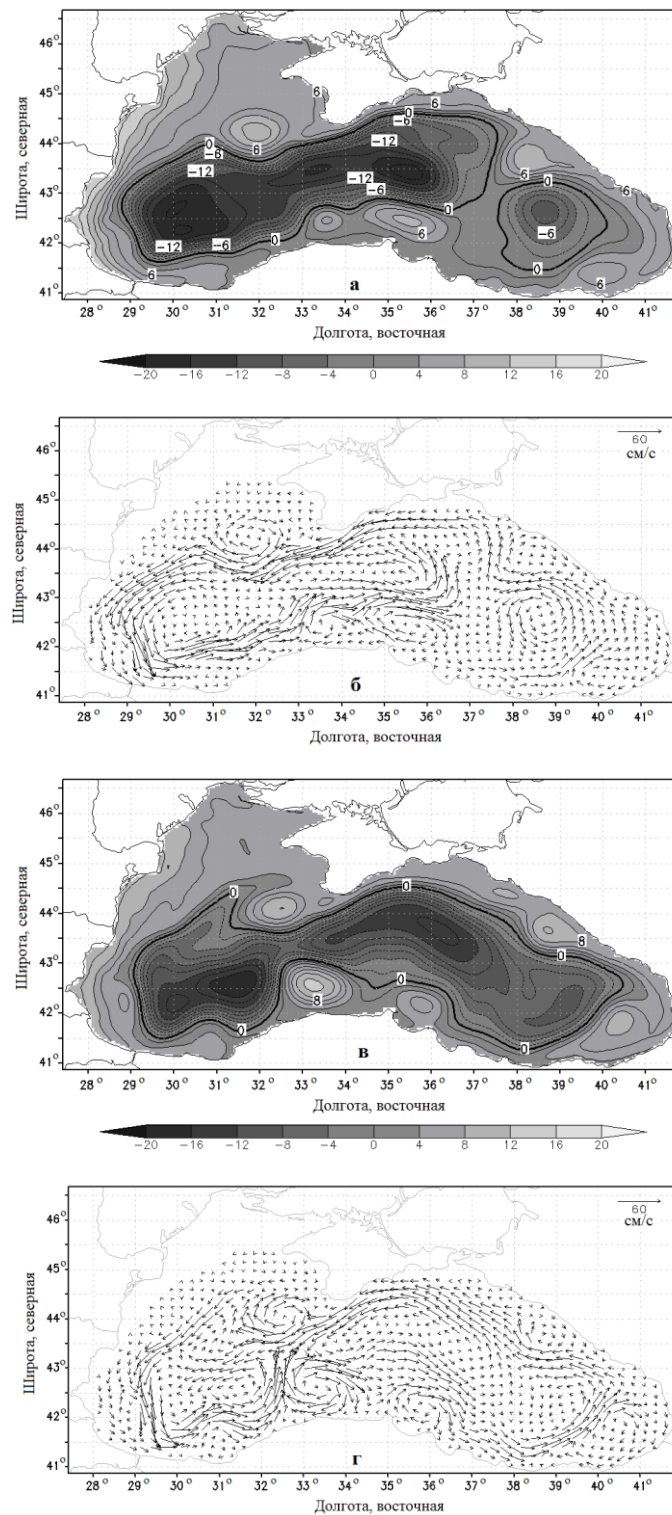


Рисунок 2.14 – Топография уровня моря (см) и течения (см/с) на глубине 50 м, восстановленные 25.04.1987 г. в прогностическом расчете (а, б) и с ассимиляцией в модели среднегодовых профилей температуры и солёности (в, г)

Вихреобразования полей уровня четко прослеживаются на картах течений (Рисунок 2.14, б, г). Течения на 50 м в центрально-западном циклоническом

круговороте прогностического расчета более интенсивные, чем в ОЧТ по данным реанализа за период 1980–1993 гг. Максимальные значения модуля вектора скорости течений равны 53,9 и 48,5 см/с соответственно. В то же время интенсивность течений в большинстве антициклонов справа от ОЧТ на карте Рисунок 2.15, г выше, чем в антициклонах на карте Рисунок 2.14, б.

Топография уровня моря, восстановленная 5.05.1993 г. (Рисунок 2.15), показывает, что Основное Черноморское течение, восточный и западный циклонические круговороты и синоптическая изменчивость справа от ОЧТ ярко выражены как по данным первого, так и второго численных экспериментов. Однако, количество вихрей больше и интенсивность антициклонической циркуляции выше в реанализе с коррекцией модельных значений температуры и солености среднегодовыми значениями. Перепад уровня составляет 44 см. Обращает на себя внимание полученный в этом реанализе циклон, находящийся на периферии Батумского антициклона в юго-восточном районе Черного моря. Местоположения образующихся в обоих экспериментах Синопского, Батумского, Кавказских и Севастопольского антициклонов не совпадают во времени.

Интенсивность ОЧТ, восстановленная в реанализе, выше, чем в прогностическом расчете (Рисунок 2.15, б, г). Максимальные значения модуля вектора скорости течений, полученные в этих численных экспериментах, равны 51,2 и 45,1 см/с соответственно. Интенсивность циркуляции в антициклонических структурах справа от ОЧТ на Рисунке 2.15, г выше, чем в антициклонах на Рисунке 2.15, б.

Ценной информацией для качественной и количественной оценки восстановленных в обоих численных экспериментах полей уровня моря являются карты динамического уровня, построенные по данным альтиметрии (AVISO). Для построения таких карт использовался региональный массив картированных аномалий уровня Черного моря AVISO (Archivage Validation Interprétation des données des Satellites Océanographiques) для периода с октября 1992 г. по 2011 г. (<http://www.aviso.oceanobs.com/>). Пространственное разрешение карт составляет $1/8^\circ$ ($\sim 12,5$ км), что в два раза выше, чем для глобального массива данных ($1/4^\circ$).

Временное разрешение составляет 7 дней (delayed-time product). Картированные данные были получены по комбинированным измерениям вдольтрековых аномалий уровня с нескольких спутников с помощью методов, предложенных в [Le-Traon et al., 2001; Pascual et al., 2006]. Поля динамического альтиметрического уровня моря получены посредством суммирования значений аномалий уровня со значениями среднегодового климатического уровня, восстановленного по модели с ассимиляцией климатических значений температуры и солености [Кныш и др., 2008].

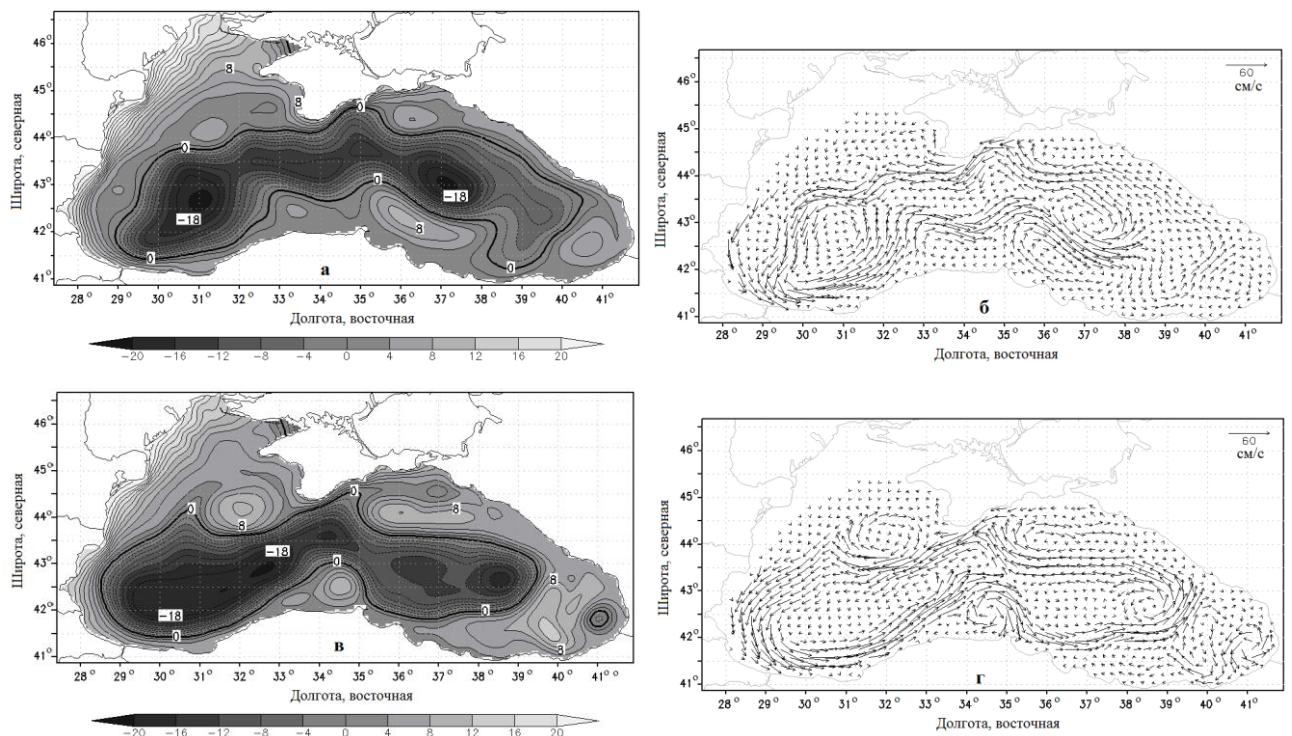


Рисунок 2.15 – Топография уровня моря (см) и течения (см/с) на глубине 50 м, восстановленные 5.05.1993 г. в прогностическом расчете (а, б) и с ассимиляцией в модели среднегодовых профилей температуры и солености (в, г)

Сопоставление полей уровня моря, приведенных на Рисунке 2.15, в и Рисунке 2.16, в, позволяет заключить, что интенсивность поверхностных геострофических течений градиентной природы в антициклонах альтиметрического уровня существенно выше, чем интенсивность аналогичных течений в антициклонах уровня, восстановленного по модели.

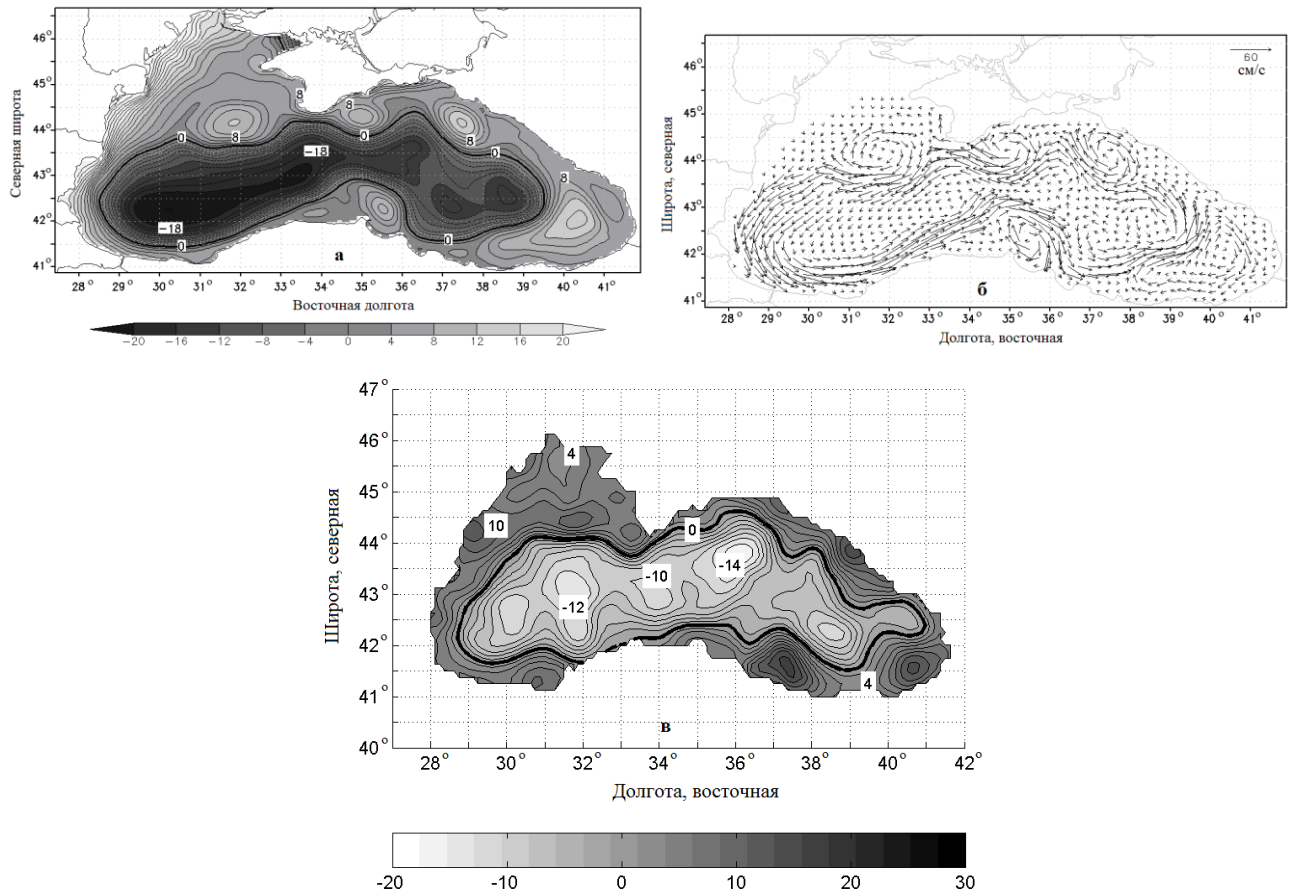


Рисунок 2.16 – Топография уровня моря (см) (а) и течения (см/с) на глубине 50 м (б), восстановленные на 5.05.1993 г. в реанализе за период 1980–1993 гг. с увеличением компонентов вектора касательного напряжения трения ветра в 1,5 раза. Динамический уровень моря (см) на 5.05.1993г. по данным альтиметрических измерений (в)

Поля уровня и течений, восстановленные в расчете с увеличенными в 1,5 раза компонентами вектора тангенциального напряжения трения ветра (Рисунок 2.16, а, б), показывают следующее. Интенсивность ОЧТ, а также циркуляции в антициклонах справа от него оказалась заметно выше. Перепад уровня равен 52 см. Количество антициклонов увеличилось, их немного меньше, чем по данным альтиметрии (Рисунок 2.16, в). Однако есть расхождения по фазе. Интенсивность мезомасштабного циклона, находившегося восточнее Батумского антициклона (Рисунок 2.15, в), уменьшилась. Удивительно то, что его местоположение совпадает с положением мезомасштабного циклонического вращения вод, имеющегося на

карте альтиметрического уровня севернее Батумского антициклона (Рисунок 2.16, в).

Как показывает анализ, синоптическая изменчивость гидрофизических полей ярко выражена тогда, когда интенсифицируется ОЧТ. К лету ОЧТ имеет тенденцию к разрушению (Рисунок 2.17).

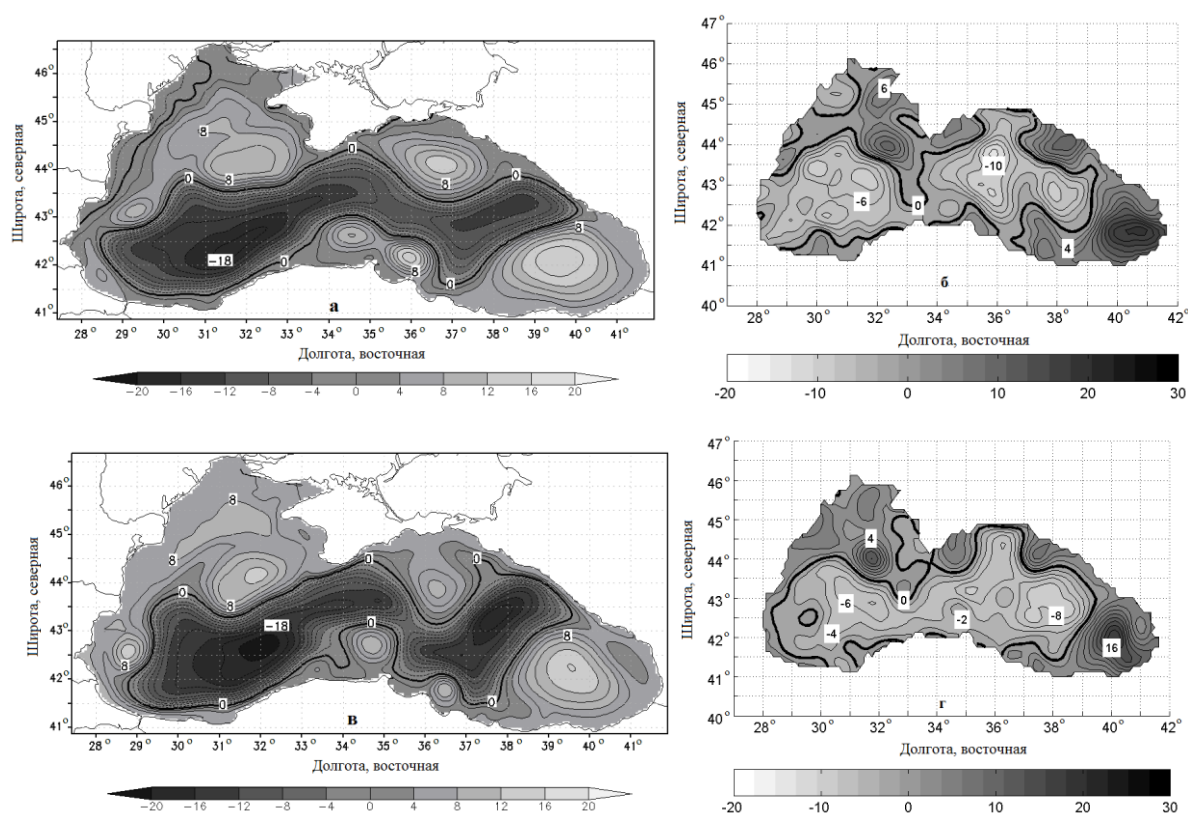


Рисунок 2.17 – Топография уровня моря (см), восстановленного в реанализе за период 1980–1993 гг. с увеличением компонентов вектора касательного напряжения трения ветра в 1,5 раза, и динамический уровень моря (см) по данным альтиметрических измерений на 21.07.1993 г. (а, б) и 18.08.1993 г. (в, г)

На Рисунке 2.17, а, б видно, что количество интенсивных синоптических вихрей справа от ОЧТ, восстановленных в модели, такое же как и на карте альтиметрического динамического уровня. Понижение уровня в области вдоль северо-западного склона моря коррелирует с таковым на карте альтиметрического уровня. Различие состоит в том, что ОЧТ в модели, в отличие от данных альтиметрии, не разрушилось. Интенсивность течений в Батумском антициклоне

существенно выше по альтиметрическим данным. По этим данным наблюдается также много мезомасштабных вихревых структур (Рисунок 2.17, б).

Вид восстановленного в модели уровня моря перед разрушением ОЧТ показан на Рисунке 2.17, в. Основное Черноморское течение в поле альтиметрического уровня выражено четче (Рисунок 2.17, г). На обеих картах уровня видны Босфорский, Кизилيرмакский, Батумский, Кавказский и Севастопольский антициклоны, а также мезомасштабный циклон, находящийся восточнее Батумского антициклона.

В период с 24.08.1993 г. по 17.11. 1993 г. ОЧТ разрушено как в поле уровня моря, восстановленном по модели, так и на карте уровня по альтиметрическим данным. В этот период поверхностная геострофическая циркуляция вод моря в обоих вариантах различается между собою в наибольшей степени.

2.3 Результаты реанализа гидрофизических полей моря за 1993–2012 гг. с ассимиляцией в модели среднемесячных «невозмущенных» профилей температуры и солёности, восстановленных по данным альтиметрии и ограниченных контактных измерений

2.3.1 Статистические оценки точности восстановленных полей температуры и солёности. Среднемесячные профили невозмущенных температуры и солёности для каждого месяца за 1993–2012 гг. рассчитывались по малочисленным данным измерений температуры и солёности с использованием аномалий альтиметрического уровня моря, доступных по веб-адресу <http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>. С этой целью данные измерений солёности и температуры в ограниченной 500-метровой изобатой области моря привязывались к значениям альтиметрического уровня моря. Для осуществления привязки для каждого дня выделяется область (градация) на поверхности моря, лежащая между целочисленными значениями изолиний уровня с шагом 1 см, а именно, «–1, 0, 1» см. Затем каждый измеренный профиль температуры или солёности морской воды относится к этой градации уровня моря, соответствующей точке зондирования.

Профили температуры и солености накапливаются в течение календарного месяца (при этом привлекаются профили с соседних месяцев) и затем усредняются. В итоге получается один профиль температуры и один профиль солености для «нулевой» градации («–1, 0, 1» см), которые характеризуют невозмущенные профили солености и температуры. Ввиду редкости судовых наблюдений в рассматриваемые годы, не удастся получить статистически достоверной оценки профилей температуры и солености для некоторых месяцев. Непрерывный массив среднемесячных распределений невозмущенных температуры и солености восполнялся посредством линейной интерполяции.

Статистические оценки точности восстановленных в настоящем реанализе трехмерных термохалинных полей с дискретностью по времени одни сутки проводились посредством их сопоставления с измерениями температуры и солености в Черном море за 1993–2012 гг., подготовленных В.Н. Белокопытовым и интерполированных на горизонты модели. На каждом горизонте находили разности между расчетными и измеренными значениями температуры и солености.

Таблица 2.1 – Средние (СО, °C) и среднеквадратические (СКО, (°C)²) отклонения восстановленной температуры (по реанализу с ассимиляцией профилей «нулевой» градации уровня) в слоях за период 1993–2012 гг.

Глубина, м	Сезоны									
	Все сезоны		Янв.-Март		Апр.-Июнь		Июль-Сент.		Окт.-Дек.	
	СО	СКО,	СО	СКО	СО	СКО	СО	СКО	СО	СКО
0–5	-1,136	1,963	0,255	0,713	0,063	1,308	-1,936	2,367	-1,279	1,904
5–30	0,586	3,155	0,311	0,821	0,829	1,950	0,730	3,853	-0,177	2,462
30–100	0,237	1,239	0,102	0,782	-0,029	0,766	0,286	1,285	0,439	1,473
100–300	0,013	0,248	-0,005	0,233	-0,007	0,287	-0,029	0,239	-0,008	0,196
300–800	0,001	0,027	0,003	0,017	0,001	0,027	-0,003	0,035	0,003	0,020
800–2000	0,004	0,019	0,004	0,016	-0,001	0,019	0,008	0,025	0,005	0,017

Из таблицы 2.1 следует, что восстановленная температура в поверхностном слое 0–5 м (за весь период, в летний и осенний сезоны) и слое 100–300 м (за весь

период и во все сезоны) занижена. В слоях 5–30 м и 30–100 м за весь период и преимущественно во все сезоны отмечаются завышенные значения восстановленной температуры.

Из анализа данных среднеквадратических отклонений восстановленной температуры следует, что максимальные ее значения по сезонам и за весь период времени приходятся на слои 0–5, 5–30 и 30–100 м. Эти результаты объясняются неточностью профилей невозмущенной температуры в деятельном слое, где значителен вклад неадиабатических процессов.

Таблица 2.2 – Средние (CO , $^{\circ}\text{C}$) и среднеквадратические (СКО , $(^{\circ}\text{C})^2$) отклонения восстановленной температуры (по реанализу В.Л. Дорофеева) в слоях за период 1993–2012 гг.

Глубина, м	Сезоны									
	Все сезоны		Янв.-Март		Апр.-Июнь		Июль-Сент.		Окт.-Дек.	
	CO	СКО	CO	СКО	CO	СКО	CO	СКО	CO	СКО
0–5	-0,240	0,788	0,181	0,512	-0,039	0,821	-0,409	0,830	-0,314	0,761
5–30	0,073	2,035	0,169	0,754	0,108	1,247	0,091	2,435	-0,050	2,022
30–100	0,437	0,833	0,102	0,621	0,213	0,618	0,480	0,775	0,741	1,212
100–300	0,007	0,214	0,004	0,226	0,031	0,225	0,006	0,209	-0,022	0,197
300–800	0,006	0,014	0,004	0,015	0,007	0,012	0,005	0,014	0,006	0,015
800–2000	0,011	0,020	0,010	0,019	0,013	0,021	0,010	0,021	0,011	0,019

Из сравнения таблиц 2.1, 2.2 видно, что абсолютная величина CO в слоях 0–5 и 5–30 м в реанализе В.Л. Дорофеева меньше. Вместе с тем глубже 100 м во все сезоны кроме летнего предложенная методика дает лучшие результаты. СКО в реанализе В.Л. Дорофеева меньше вплоть до глубины 300 м.

Восстановленная в нашем реанализе соленость в большинстве слоев, за исключением поверхностного (0–5 м) и глубинного (800–2000 м), за весь период реанализа и по сезонам является заниженной (таблица 2.3). Повышенные значения СКО солености по сезонам и за весь период наблюдаются в верхнем (слои 0–5, 5–30 м) и постоянном (слои 30–100 и 100–300 м) галоклинах.

Таблица 2.3 – Средние (СО, ‰) и среднеквадратические (СКО, ‰)² отклонения восстановленной солености (по реанализу с ассимиляцией профилей «нулевой» градации уровня) в слоях за период 1993–2012 гг.

Глубина, м	Сезоны									
	Все сезоны		Янв.-Март		Апр.-Июнь		Июль-Сент.		Окт.-Дек.	
	СО	СКО	СО	СКО	СО	СКО	СО	СКО	СО	СКО
0–5	0,026	0,624	-0,029	0,469	0,051	0,689	0,063	0,649	-0,036	0,559
5–30	-0,101	0,485	-0,055	0,307	-0,118	0,496	-0,138	0,573	-0,055	0,428
30–100	-0,127	0,500	-0,181	0,503	-0,122	0,527	-0,127	0,494	-0,088	0,440
100–300	-0,012	0,343	-0,029	0,349	0,001	0,399	-0,010	0,304	-0,021	0,275
300–800	-0,009	0,038	-0,012	0,036	-0,013	0,041	0,001	0,037	-0,011	0,034
800–2000	0,003	0,017	-0,004	0,014	0,006	0,017	0,009	0,019	0,002	0,015

Таблица 2.4 – Средние (СО, ‰) и среднеквадратические (СКО, ‰)² отклонения восстановленной солености (по реанализу В.Л. Дорофеева) в слоях за период 1993–2012 гг.

Глубина, м	Сезоны									
	Все сезоны		Янв.-Март		Апр.-Июнь		Июль-Сент.		Окт.-Дек.	
	СО	СКО	СО	СКО	СО	СКО	СО	СКО	СО	СКО
0–5	0,016	0,413	0,021	0,319	0,060	0,417	0,050	0,410	-0,116	0,472
5–30	-0,056	0,342	0,011	0,288	-0,056	0,347	-0,069	0,359	-0,087	0,347
30–100	0,064	0,455	0,032	0,493	0,082	0,460	0,096	0,451	0,011	0,420
100–300	-0,082	0,278	-0,071	0,298	-0,057	0,294	-0,078	0,257	-0,132	0,267
300–800	0,031	0,044	0,027	0,040	0,031	0,042	0,039	0,050	0,026	0,042
800–2000	0,007	0,021	0,001	0,018	0,008	0,018	0,012	0,026	0,007	0,020

Из сопоставления статистики ошибок двух реанализов (таблицы 2.3, 2.4) следует, что абсолютные значения СО солености меньше в реанализе В.Л. Дорофеева в слоях моря 0–5, 5–30 и 30–100 м, а глубже лучшие результаты показывает рассматриваемый реанализ. СКО в слоях от 0–5 до 100–300 м включительно за весь период и по сезонам заметно меньше в реанализе за 1992–

2012 годы. Вместе с тем в глубинных слоях СКО восстановленной солёности заметно меньше в выполненном варианте реанализа.

Оценивая результаты валидации восстановленных полей температуры и солёности, можно сделать следующий вывод. Предложенная методика реанализа даёт лучшие результаты по СО в пределах основного пикноклина как по температуре, так и по солёности. Ниже основного пикноклина наш реанализ в целом оказывается примерно таким же по точности, что и реанализ В.Л. Дорофеева. Значения СКО в реанализе В.Л. Дорофеева оказываются лучшими до глубин 300 м как по температуре, так и по солёности.

Полученные отличия в статистике ошибок двух реанализов имеют простое объяснение. Прежде всего в реанализе В.Л. Дорофеева в отличие от нашего ассимилировались спутниковые измерения температуры поверхности моря. Этим объясняется лучшее соответствие его расчёта наблюдениям в пределах деятельного слоя. Меньшие значения СКО в верхних слоях моря в реанализе В.Л. Дорофеева являются следствием усвоения альтиметрического уровня моря, которые позволяют более точно воспроизвести синоптическую изменчивость бассейна. Вместе с тем значения СО в нашем реанализе показывают, что нам удастся более точно воспроизвести межгодовые изменения температурной и халинной стратификации. Таким образом, можно ожидать, что дополнение методики усвоением температуры поверхности и альтиметрического уровня моря позволит в дальнейшем воспроизвести эволюцию гидрологических полей Чёрного моря с наилучшей точностью.

2.3.2 Тенденции сезонной и межгодовой изменчивости температуры, солёности и кинетической энергии течений. Обратимся к диаграмме, приведенной на Рисунке 2.18, а. Отметим, что границы холодного промежуточного слоя моря определяются по изотерме 8°C. На диаграмме в отдельные годы наблюдается осенне-зимняя конвекция и обновление вод ХПС (или его отсутствие), весенне-летний прогрев, образование сезонного термоклина и формирование нового ХПС (или отсутствие такого). На диаграмме прослеживаются также

тенденции изменчивости ХПС и его холодозапаса. В работе [Титов, 2003] 1994–1998 годы характеризуются нормальными, 1992 и 1993 годы – холодными, а 1999–2001 гг. – теплыми зимними атмосферными термическими условиями.

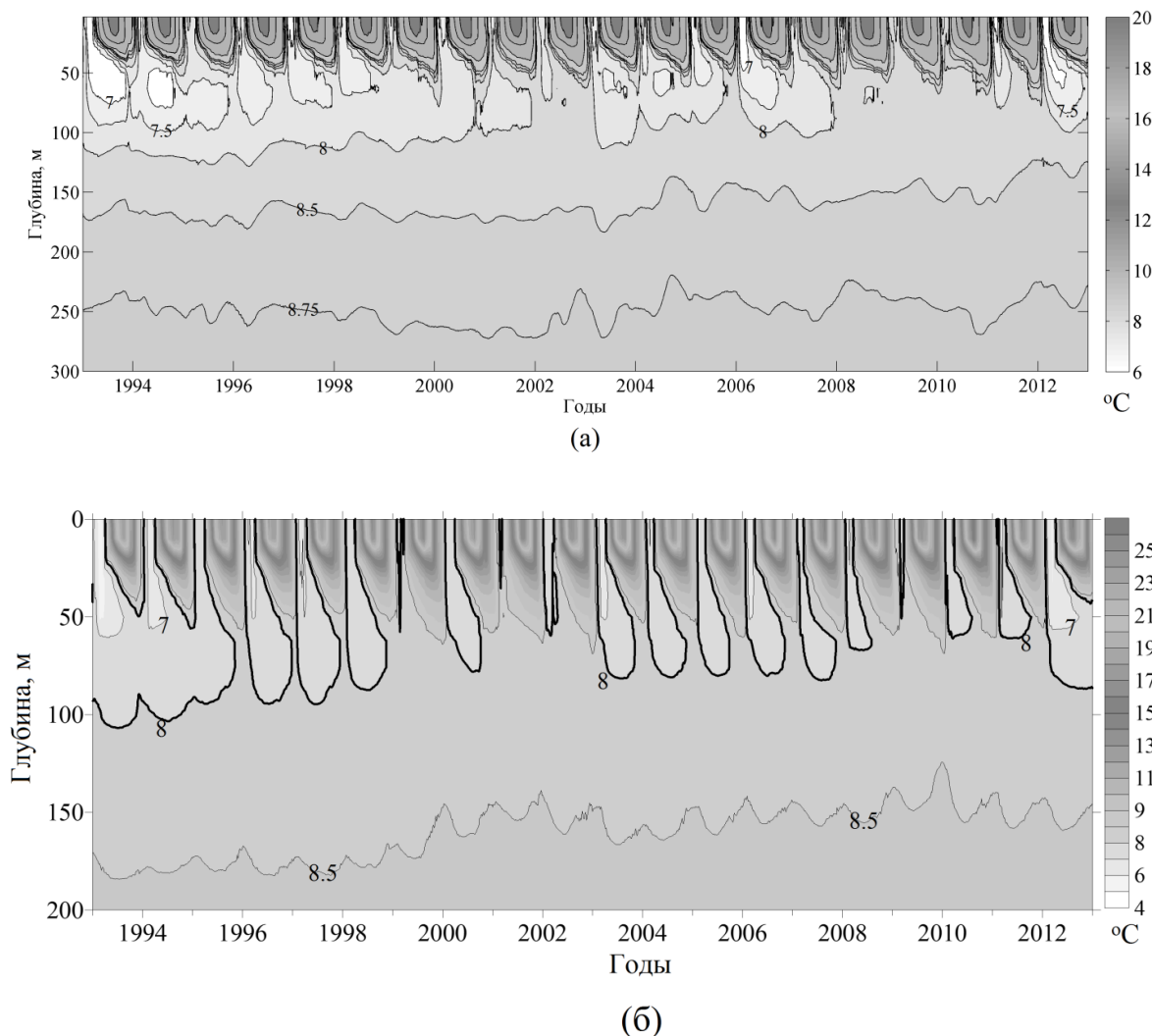


Рисунок 2.18 – Диаграммы межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры: (а) – в слое 0–300 м за 1993–2012 годы; (б) – в слое 0–200 м за 1992–2012 годы (1992 год не приведен)

На диаграмме видно, что в течение холодных зим холодозапас и толщина ХПС оказались большими. В нормальные годы холодозапас и толщина ХПС уменьшались. При теплых зимних атмосферных термических условиях формирование и обновление ХПС весьма слабое (1999, 2001 годы) или слой почти отсутствует (2002 год). Подтверждением того, что в 1999 и 2001 гг. было слабое

обновление холодных вод, являются данные работ [Belokopytov, 2011] и [Carpet et al., 2014]. В цитируемых работах 2002 год характеризуется самым низким относительным индексом холодозапаса ХПС [Belokopytov, 2011] и наименьшей его величиной [Carpet et al., 2014]. Из Рисунка 2.18, а следует, что зимние термические условия 2003–2007 и 2012 гг. были благоприятными для обновления и формирования ХПС в отличие от 2008–2011 гг., когда формирование ХПС отсутствовало. Эти результаты хорошо соответствуют характеру межгодовой изменчивости холодозапаса ХПС, приведенной в работе [Carpet et al., 2014]. Из сопоставления Рисунка 2.18, а, б следует, что межгодовая изменчивость осредненной по горизонтам температуры, восстановленной в реанализе В.Л. Дорофеева, на качественном уровне характеризует ХПС так же, как и в нашем реанализе. Однако температура воды в пределах ХПС явно завышена, особенно в летний сезон. Показателем этого являются замкнутые области холодных промежуточных вод на протяжении ряда лет. В реанализе с ассимиляцией среднемесячных профилей невозмущенной температуры сезонная и межгодовая изменчивость ХПС более реалистична.

Проанализируем тенденции межгодовой изменчивости средней по слоям бассейна температуры. В поверхностном слое 2,5–30 м (Рисунок 2.19, а) линейный тренд изменчивости температуры положительный ($5,78 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C/год}$). По данным реанализа за 1992–2012 гг. (Рисунок 2.19, б) тенденция изменчивости средней температуры также положительная (характеристика тренда $5,42 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C/год}$). В слое 30–100 м тренд межгодовой изменчивости средней температуры положительный (Рисунок, 2.20, а).

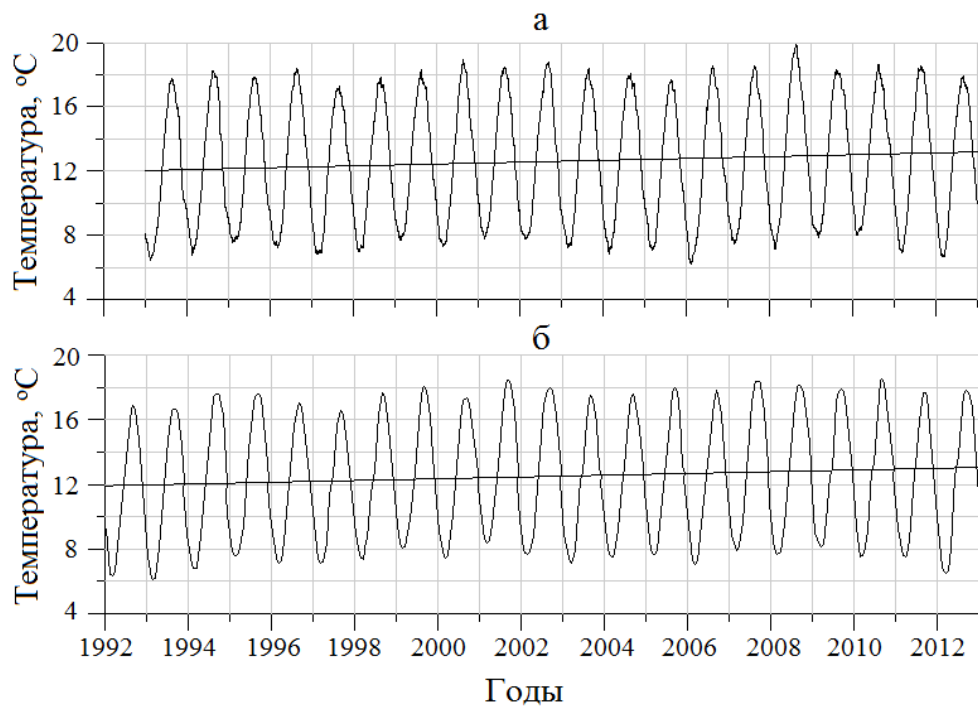


Рисунок 2.19 – Сезонная и межгодовая изменчивость средней в слое 2,5–30 м температуры: (а) – по реанализу за 1993–2012 годы; (б) – по реанализу за 1992–2012 годы

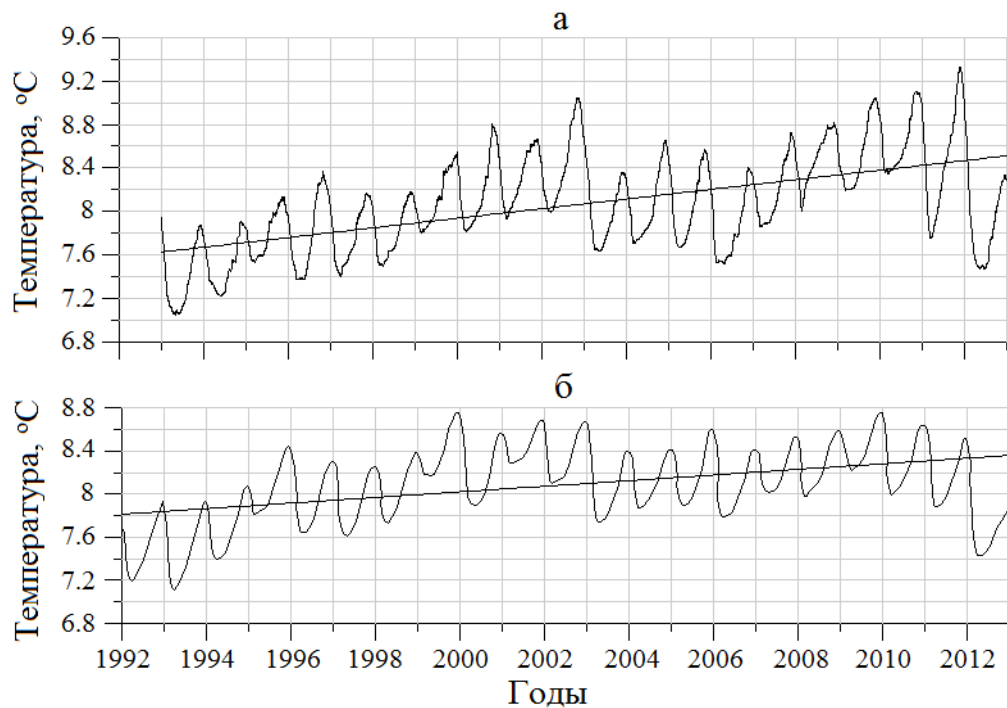


Рисунок 2.20 – Сезонная и межгодовая изменчивость средней в слое 30–100 м температуры: (а) – по реанализу за 1993–2012 годы; (б) – по реанализу за 1992–2012 годы

Скорость увеличения температуры $4,43 \times 10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Такой тренд обусловлен, в основном, тенденцией изменчивости температуры вод ХПС. Межгодовая изменчивость температуры в слое 30 – 100 м по данным реанализа за 1992–2012 гг. характеризуется также положительным линейным трендом с наклоном $2,61 \times 10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (Рисунок 2.20, б). Слой 100–300 м включает в себя основной и нижний пикноклин (200–300 м), в котором значения горизонтальных градиентов температуры уменьшаются с глубиной [Гидрометеорология, 1991; Иванов, Белокопытов, 2011]. Линейный тренд межгодовой изменчивости средней температуры положительный (Рисунок 2.21, а) $6,38 \times 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$.

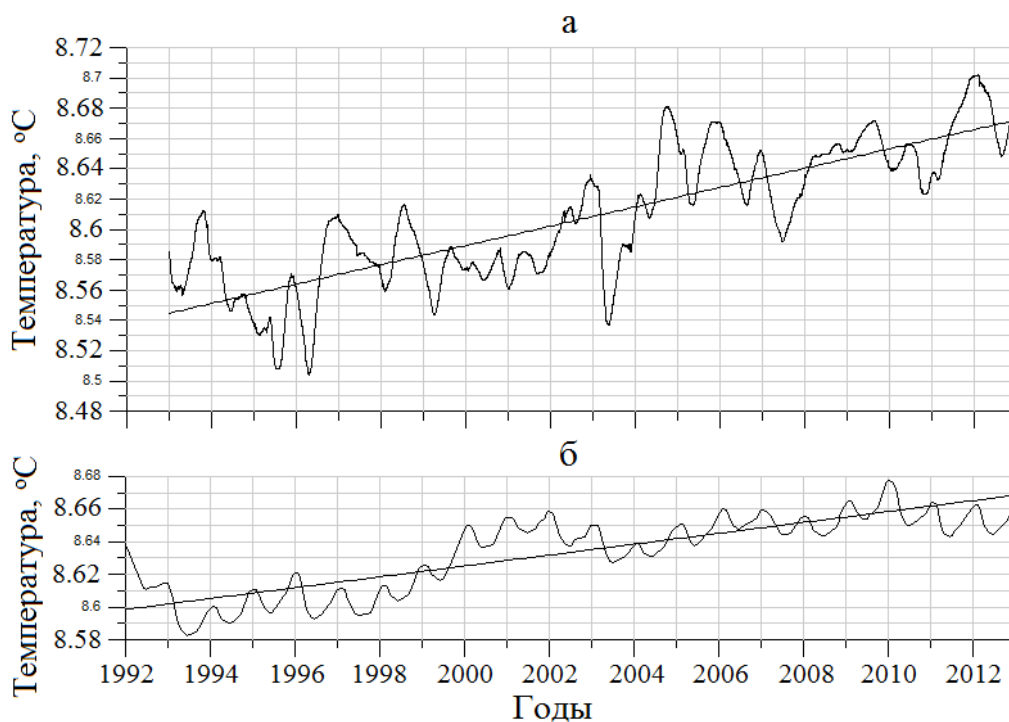
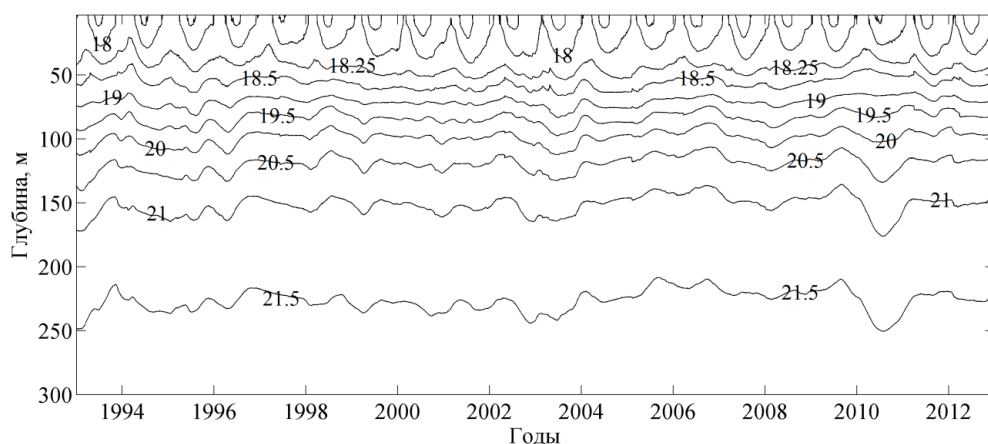


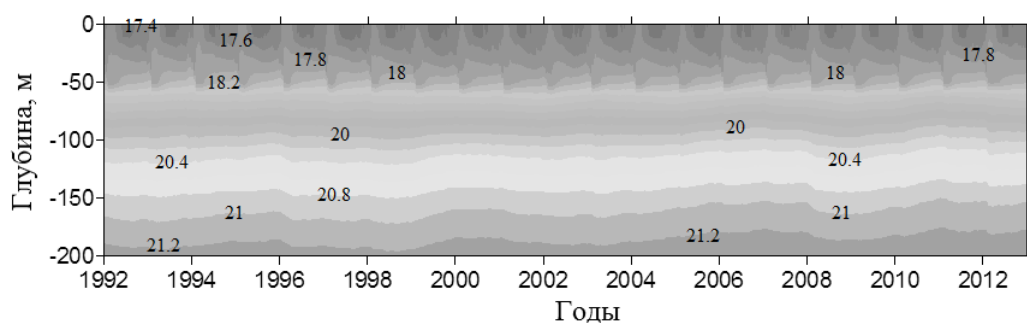
Рисунок 2.21 – Сезонная и межгодовая изменчивость средней в слое 100–300 м температуры: (а) – по реанализу за 1993–2012 годы; (б) – по реанализу за 1992–2012 годы

Скорость увеличения средней температуры, рассчитанной по данным реанализа за 1992–2012 гг., равна только $3,33 \times 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (Рисунок 2.21, б). В нем более четко проявляется межгодовая изменчивость средней в слое температуры. Характер тенденций межгодовой изменчивости средней температуры в слоях 300–

800 и 800–2000 м по данным обоих реанализов качественно такой же, как в слое 100–300 м. Изменчивость средней по горизонтам солёности за 1993–2012 годы (Рисунок 2.22, а) показывает, что сезонный сигнал прослеживается во всем слое 0–300 м. Во все годы минимум солёности приходится на июнь вследствие весеннего паводка рек, а максимум солёности – на февраль-март. На Рисунке 2.22, а, б, видно, что сезонная изменчивость средней по горизонтам солёности, рассчитанная по реанализу за 1993–2012 гг. в поверхностном слое, варьируется сильнее.



(а)



(б)

Рисунок 2.22 – Диаграммы межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам солёности: (а) – в слое 0–300 м по данным реанализа за 1993–2012 годы; (б) – в слое 0–200 м по данным реанализа за 1992–2012 годы

Это обусловлено ассимиляцией в модели среднемесячных профилей невозмущенной солёности. Анализ тенденций межгодовой и сезонной изменчивости средней по слоям моря солёности (Рисунок 2.23, а) позволил выявить

в слое сезонного галоклина (2,5–30 м) отрицательный линейный тренд ($-3,71 \times 10^{-3} \text{‰/год}$).

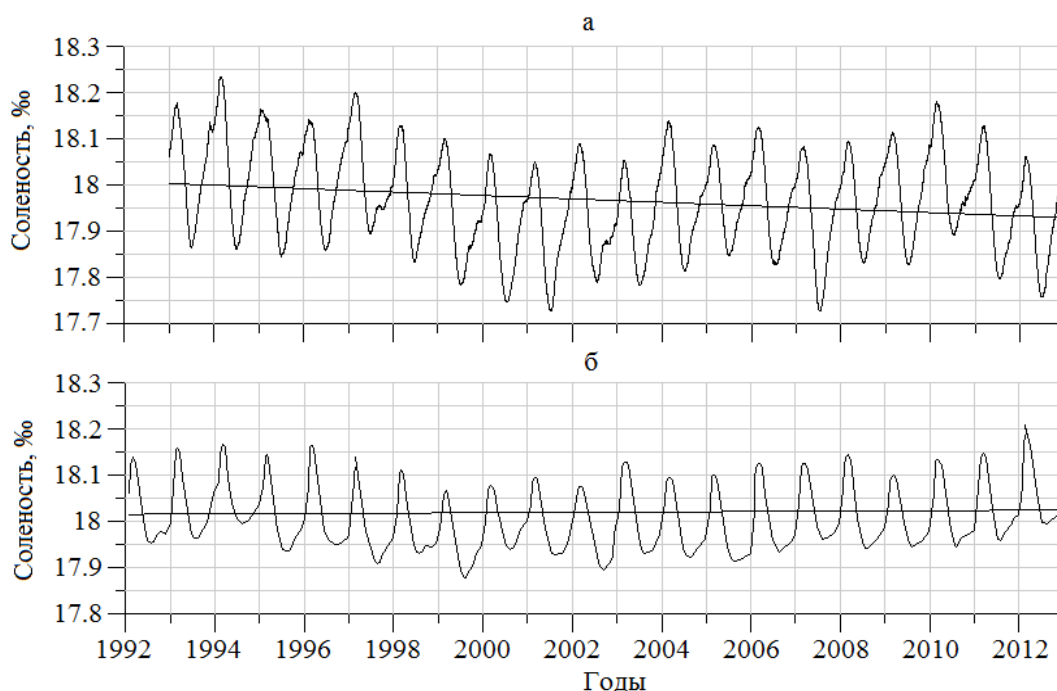


Рисунок 2.23 – Сезонная и межгодовая изменчивость средней в слое 2,5–30 м солености: (а) – по реанализу за 1993–2012 годы; (б) – по реанализу за 1992–2012 годы

Отметим, что межгодовая изменчивость атмосферных осадков на поверхности Черного моря за 1993–2013 годы характеризуется положительным линейным трендом [Ильин, Репетин, 2012]. В период с 1993 по 2005 гг. включительно тренд многолетних изменений величин речного стока оказался мало значимым, но положительным [Репетин и др., 2006]. По результатам обработки данных контактных наблюдений в междесятилетней изменчивости солености на горизонте 50 м выявлен отрицательный линейный тренд [Полонский и др., 2013]. Наконец, приведенная в работе [Белокопытов, 2013] общая схема чередования фаз гидрологического режима поверхностных вод Черного моря за 1920–2013 гг. свидетельствует о следующем. Гидрологический режим за 1993–1996 годы характеризуется как умеренно соленый и умеренно холодный. С 1997 по 2013 годы он определен как сильно пресный и сильно теплый. Приведенные сведения

подтверждают полученный в наших расчетах отрицательный тренд изменчивости средней в слое 2,5–30 м солёности. На Рисунке 2.23, б видно, что по данным реанализа за 1992–2012 гг. тенденция изменчивости средней солёности в слое 2,5–30 м положительная (характеристика тренда $4,4 \times 10^{-4} \text{‰/год}$). В слоях 30–100 и 100–300 м основного галоклина (Рисунок 2.24, а, в) межгодовая изменчивость солёности характеризуется положительными линейными трендами с наклоном $4,84 \times 10^{-3}$ и $3,45 \times 10^{-3} \text{‰/год}$ соответственно. Обращает на себя внимание большой размах между максимальными и минимальными значениями солёности после 2002 года. Известно [Ильин и др., 2012], что в 2002 – 2003 гг. и после них резкие изменения произошли во временной изменчивости осредненных по акватории моря вертикальной экмановской скорости и кинетической энергии (см. ниже). Отклик на эти изменения наблюдается в поведении со временем средней в слоях солёности (Рисунок 2.24, а, в). Тенденции изменчивости средней солёности в обсуждаемых слоях моря, рассчитанной по данным реанализа за 1992–2012 гг., положительные с характеристиками трендов $4,65 \times 10^{-3} \text{‰/год}$ и $4,19 \times 10^{-3} \text{‰/год}$ соответственно (Рисунок 2.24, б, г). Годовой сигнал в изменчивости солёности на этих рисунках выражен ярче, поскольку в этом реанализе ассимилировались скорректированные среднегодовые профили солёности морской воды. Линейные тренды средней в слоях 300–800 и 800–2000 м солёности положительные в обоих реанализах.

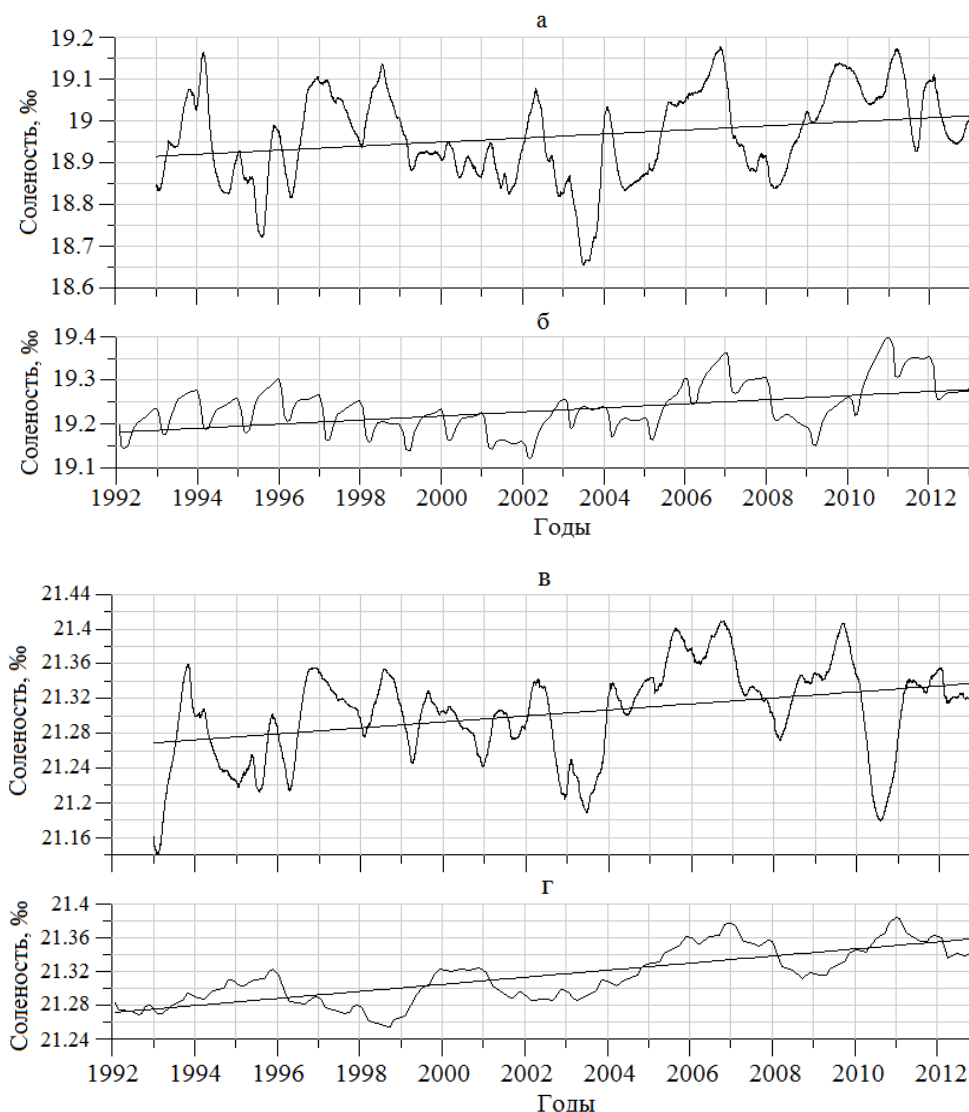
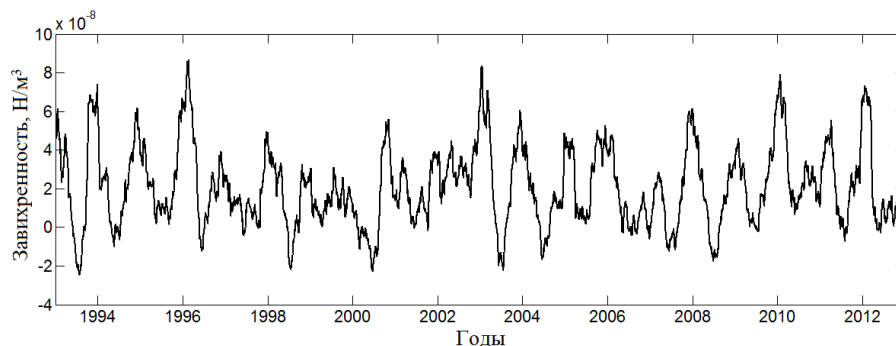


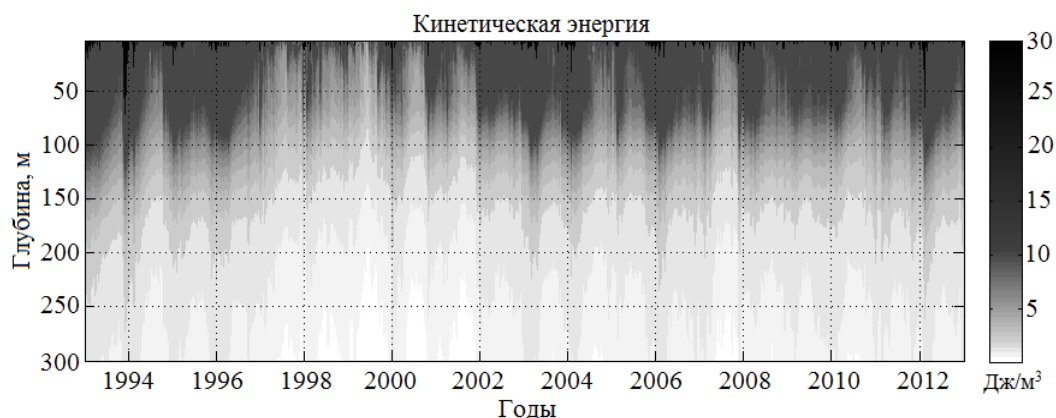
Рисунок 2.24 – Сезонная и межгодовая изменчивость средней в слое 30–100 м (а, б) и 100–300 м (в, г) солености: (а, в) – по реанализу за 1993–2012 годы; (б, г) – по реанализу за 1992–2012 годы

Межгодовую изменчивость интенсивности течений Черного моря за 1993–2012 гг. охарактеризуем величиной кинетической энергии (КЭ), осредненной на отдельных горизонтах и в слоях моря. На Рисунке 2.25, б видно, что интенсивность КЭ летом и осенью существенно меньше, чем зимой. Наибольшая интенсивность циркуляции вод наблюдается в феврале-марте, наименьшая – в сентябре-октябре. На Рисунке 2.25 видна четкая корреляция между межгодовой и сезонной изменчивостью вихря касательного напряжения трения ветра и средней кинетической энергией: увеличению (уменьшению) завихренности соответствует

увеличение (уменьшение) КЭ. Отмеченное в работе [Ильин и др., 2012] резкое увеличение ротора касательного напряжения трения ветра в 2002 году и последующих годах привело к существенной интенсификации течений в море.



(a)



(б)

Рисунок 2.25 – 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)

Обратим внимание на характер межгодовой и сезонной изменчивости средней в слоях кинетической энергии, приведенной на Рисунке 2.26. Черным цветом обозначены сглаженные скользящим средним кривые с окном фильтра 180 суток. Тенденции межгодовой изменчивости КЭ во всех рассматриваемых слоях отрицательные. В поверхностном слое моря характеристика линейного тренда равна $-2,62 \times 10^{-2} \text{ Дж/м}^3 \times \text{год}$. Уменьшение средней кинетической энергии в поверхностном слое в 1993–1999 гг. объясняется ослаблением дрейфовых течений, связанным с уменьшением осредненного по поверхности моря модуля вектора

касательного напряжения трения ветра. В слоях 30–100 м и 100–300 м, включающих главный и нижний пикноклины, величины линейных трендов КЭ равны $-1,6 \times 10^{-2}$ и $-9,5 \times 10^{-3} \text{ Дж/м}^3 \times \text{год}$ соответственно. В межгодовой изменчивости интенсивности осредненной по слоям КЭ 2002 год и последующие за ним годы также четко выделяются. На Рисунке 2.26, б–г видно повышение средней кинетической энергии в эти годы.

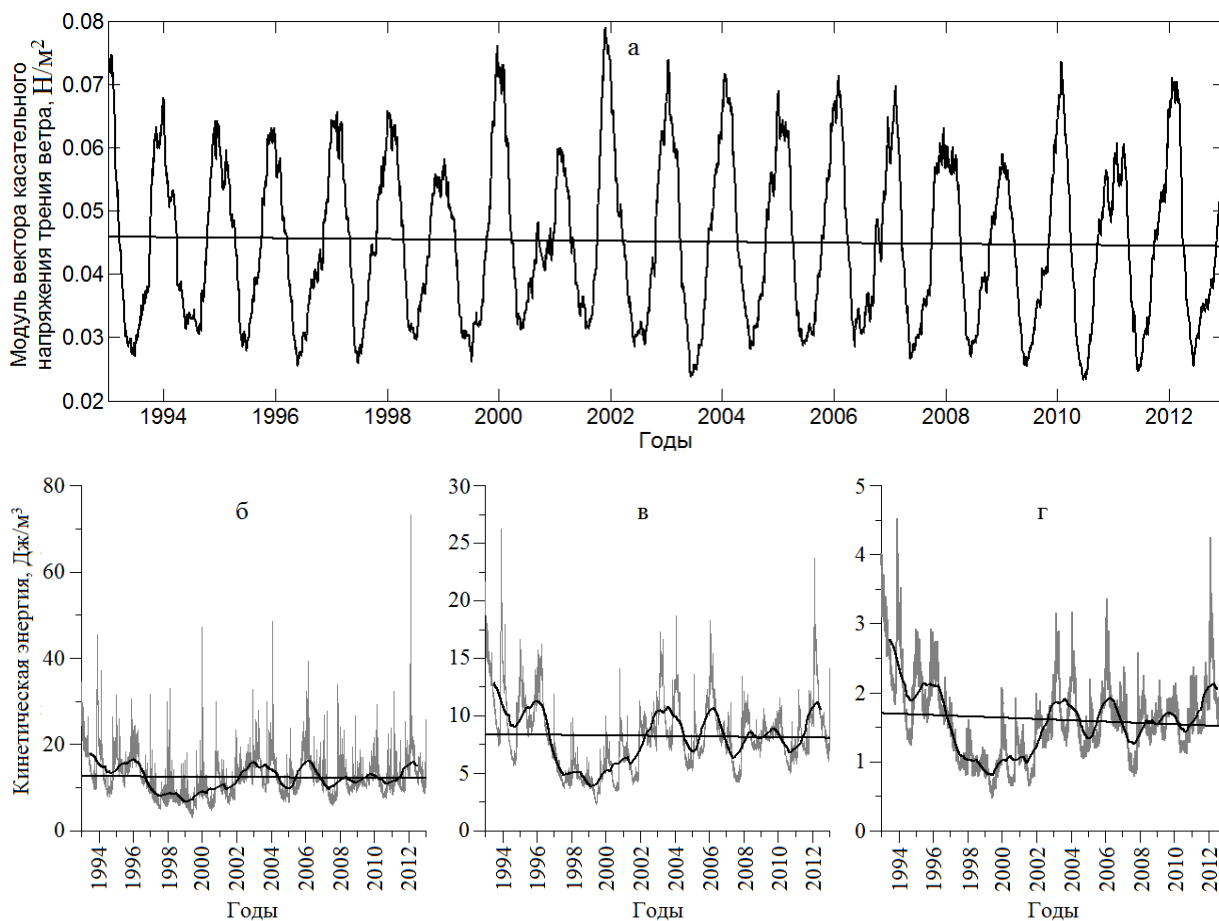


Рисунок 2.26 – Изменчивость среднего по поверхности моря модуля вектора касательного напряжения трения ветра (а) и сезонная и межгодовая изменчивость осредненной по слоям моря кинетической энергии: (б) – 2,5–30 м; (в) – 30–100 м; (г) – 100–300 м

Анализ топографии уровенной поверхности моря, восстановленной в реанализе за 1993–2012 гг. показал, что синоптическая изменчивость гидрофизических полей ярко выражена в периоды интенсификации ОЧТ. В летний

и осенний периоды ОЧТ имеет тенденцию к разрушению. Структуры восстановленного в реанализе и альтиметрического уровней близки между собой (Рисунок 2.27), однако положения и интенсивности антициклонических вихрей различаются.

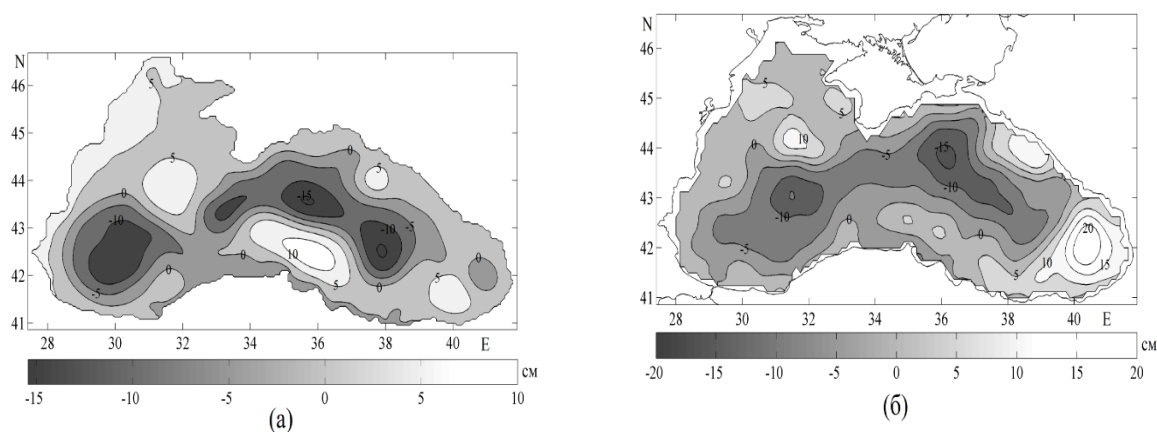


Рисунок 2.27 – Топография уровня моря на 02.06.2008 г., восстановленная по данным реанализа за 1993–2012 годы (а), динамический альтиметрический уровень моря на 02.06.2008 г. (б)

Выводы к Разделу 2

На основе результатов реанализа, проведенного за период 1980–1993 гг. с использованием вихреразрешающей модели МГИ, полей атмосферного реанализа *ERA Interim* и ассимиляции среднегодовых профилей невозмущенной температуры и солёности, исследована синоптическая изменчивость гидрофизических полей Черного моря.

Методика формирования среднегодовых профилей состоит в построении диаграмм эмпирических зависимостей между значениями среднегодового уровня Черного моря (в выбранных градациях) и соответствующими значениями среднегодовой солёности (температуры). Среднегодовые значения уровня, температуры и солёности рассчитывались посредством осреднения среднесуточных значений соответствующих параметров, полученных в реанализе крупномасштабных полей моря за период 1971–1993 гг. Среднегодовые профили

невозмущенной солености (температуры) брались из «нулевой» градации ($-1, 0, +1$) среднегодового уровня моря.

Среднегодовые профили невозмущенной температуры отслеживают холодозапас ХПС в соответствии со шкалой зимних термических условий в атмосфере. Аналогичные профили солености отражают характерную изменчивость ее в постоянном халоклине.

При выполнении реанализа по вихреразрешающей модели необходим учет сезонной изменчивости ассимилируемых в модели профилей невозмущенной температуры и солености. Этот вывод подтверждает анализ тенденций сезонной и межгодовой изменчивости средней в слое 0–300 м температуры, солености и кинетической энергии, а также диаграмм межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры и солености.

Анализ воспроизводимости вихреразрешающей моделью наблюдаемых синоптических вихрей показал, что синоптическая изменчивость гидрофизических полей Черного моря в реанализе за период 1980–1993 гг. несколько выше, чем в прогностическом расчете. Основное Черноморское течение, восточный и западный циклонические круговороты и синоптическая изменчивость вихревых образований справа от ОЧТ ярко выражены в холодном 1993 году как в прогностическом расчете, так и по реанализу за период 1980–1993 гг. Однако, количество вихрей больше и интенсивность антициклонической циркуляции выше в реанализе с коррекцией модельных значений температуры и солености среднегодовыми значениями. По данным обоих численных экспериментов имеются все же расхождения по фазе.

Сопоставление расчетного и альтиметрического уровней моря позволяет заключить, что интенсивность поверхностных геострофических течений градиентной природы в антициклонах альтиметрического уровня выше, чем интенсивность аналогичных течений в антициклонах уровня, восстановленного по модели.

Интенсивность ОЧТ и циркуляции в антициклонах справа от него оказались заметно выше в расчете с увеличенными в 1,5 раза компонентами вектора

тангенциального напряжения трения ветра. Синоптическая изменчивость гидрофизических полей ярко выражена тогда, когда интенсифицируется ОЧТ. Клету ОЧТ имеет тенденцию к разрушению. В период с 24.08.1993 г. по 17.11. 1993 г. ОЧТ разрушено как в поле уровня моря, восстановленном по модели, так и по альтиметрическим данным. В этот период поверхностная геострофическая циркуляция вод моря в обоих вариантах различается между собою в наибольшей степени.

Ретроспективный анализ гидрофизических полей Черного моря, выполненный за 1993–2012 гг. с ассимиляцией в модели среднемесячных профилей температуры и солёности «нулевой» градации альтиметрического уровня моря, является продолжением реанализов полей моря, выполненных ранее за 1971–1993 годы.

Представленная методика реанализа позволяет уменьшить средние отклонения воспроизведенных полей температуры и солёности от наблюдений в пределах основного пикноклина и таким образом более точно воспроизвести межгодовые изменения температурной и халинной стратификации.

Анализ тенденции межгодовой и сезонной изменчивости средней в слое сезонного галоклина 2,5–30 м солёности позволил выявить отрицательный линейный тренд, аргументированное подтверждение которого содержится в данных работ [Полонский и др., 2013; Ильин и др., 2012; Репетин и др., 2006; Белокопытов, 2013]. Тенденции межгодовой изменчивости температуры средней в слоях 2,5–30, 30–100, 100–300, 300–800 и 800–2000 м моря являются положительными и объясняются зимними термическими условиями, характеризующимися наиболее холодными (1992, 1993 гг.), нормальными (2003–2007) и теплыми (1999, 2001, 2002, 2008–2011 гг.) зимами.

Выявлена четкая корреляция между межгодовой и сезонной изменчивостью вихря касательного напряжения трения ветра и средней на горизонтах кинетической энергии. Отрицательные тенденции межгодовой изменчивости кинетической энергии, осредненной по слоям 2,5–30, 30–100 и 100–300 м,

обусловлены уменьшением осредненного по поверхности моря модуля вектора касательного напряжения трения ветра.

Результаты исследований, представленные во втором разделе опубликованы в [Korotaev et. al., 2016; Кныш и др., 2016; Лишаев и др., 2014; Лишаев и др., 2017; Коротаев и др., 2018].

РАЗДЕЛ 3. ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ В РЕАНАЛИЗЕ ЗА 1993–2012 ГГ. ПОСРЕДСТВОМ АССИМИЛЯЦИИ ТРЕХМЕРНЫХ ПОЛЕЙ ПСЕВДОИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ В МОДЕЛИ

3.1 Применение метода адаптивной статистики для ассимиляции трехмерных полей псевдоизмерений

3.1.1 Основные соотношения фильтра Калмана и метода адаптивной статистики. Использование методов ассимиляции данных измерений в гидродинамических моделях океана при решении задач ретроспективного анализа обеспечивает реалистичное воспроизведение океанографических полей. В настоящее время к наиболее часто используемым методам относятся вариационное усвоение данных наблюдений [Агошков и др., 2013; Gejadze et al., 2008; Залесный, Ивченко, 2015] и фильтр Калмана [Jazwinski, 1970; Sakava Youshiyuki, 1972; Кныш и Саркисян, 2003] в двух его разновидностях расчета матриц ковариаций ошибок прогноза: с упрощенным методом [Беляев и др., 2012; Kaurkin et al., 2016; Дорофеев, Сухих, 2016] и по ансамблю реализаций [Беляев и др., 2012; Evensen, 2003; Counillon, Bertino, 2009]. Ансамблевый фильтр Калмана требует больших мощностей вычислительной техники и не всегда гарантирует получение оптимальных весовых коэффициентов [Counillon, Bertino, 2009].

В алгоритме дискретно-непрерывного фильтра Калмана [Jazwinski, 1970; Климова, 2001] в промежутках между наблюдениями компоненты вектора состояния и матрица ковариаций ошибок прогнозируются с использованием матричного оператора гидродинамической модели к моменту поступления наблюдений. В моменты наблюдений прогностические значения компонентов вектора состояния корректируются взвешенными разностями между наблюдениями и интерполированными из узлов сетки в точки наблюдений прогностическими компонентами вектора состояния. Наряду с этим происходит также корректирование матрицы ковариаций ошибок [Климова, 2001; Мизюк,

2009]. Упрощенная ковариационная функция ошибок прогноза температуры (солености) применялась в работе [Knysh et al., 2008] для разработки метода адаптивной статистики, использованного для воспроизведения климатической циркуляции. Этот метод применялся также в статье [Мизюк, 2014] для выполнения ретроспективного анализа полей Черного моря. Отметим, что в работе [Knysh et al., 2008] характерные (типичные) дисперсии ошибок прогноза температуры и солености зависели от вертикальной координаты, рассчитывались по однотипным дифференциальным уравнениям и использовались при ассимиляции термохалинных климатических полей в модели. В отличие от указанной работы, в статье [Мизюк, 2014] были оценены трехмерные типичные дисперсии ошибок прогноза, позволившие восстановить гидрофизические поля моря в реанализе за 1985–1993 гг. с горизонтальным разрешением модели 5 x 5 км. Однако способ оценки типичных дисперсий для реанализа за период с 1993 г. по настоящее время с учетом ограниченности в этот период данных измерений температуры и солености буйами *Argo* так же, как и способ учета этих оценок в дифференциальных уравнениях требуют уточнения.

Опишем процедуру ассимиляции в модели данных наблюдений температуры и солености. Данные поступают в дискретные моменты времени в N точках пространства [Коротаев и др., 2018]. Формулы коррекции оптимальной оценки температуры $\hat{T}(\vec{x}, t_l)$ (в смысле среднеквадратичного критерия) и ковариационных функций ошибок оценок температуры $P_T(\vec{x}, \vec{x}', t_l) = E[\delta T(\vec{x}, t_l) \cdot \delta T(\vec{x}', t_l)]$ (E – оператор осреднения) в эти моменты времени в явном виде имеют следующий вид

$$\hat{T}(\vec{x}, t_l^{**}) = \hat{T}(\vec{x}, t_l^*) + \sum_{r=1}^N [\Delta_r^T(\vec{x}, t_l^*) \delta T(\vec{x}_r, t_l^*)], \quad (3.1)$$

$$P_T(\vec{x}, \vec{x}', t_l^{**}) = P_T(\vec{x}, \vec{x}', t_l^*) - \sum_{r=1}^N \Delta_r^T(\vec{x}, t_l^*) P_T(\vec{x}_r, \vec{x}', t_l^*), \quad (3.2)$$

В выражениях (3.1) – (3.2)

$$\begin{aligned}\bar{\Delta}^T(\bar{x}, t_l^*) &= \left\| \Delta_1^T(\bar{x}, t_l^*), \Delta_2^T(\bar{x}, t_l^*), \dots, \Delta_N^T(\bar{x}, t_l^*) \right\|' = \\ &= \left[P_T(\bar{x}_r, \bar{x}_p, t_l^*) + R_T(\bar{x}_r, \bar{x}_p, t_l) \right]^{-1} \times P_T(\bar{x}, \bar{x}_r, t_l^*),\end{aligned}\quad (3.3)$$

где $r, p = 1, 2, \dots, N$.

$$\delta T(\bar{x}_r, t_l^*) = T(\bar{x}_r, t_l) - \hat{T}(\bar{x}_r, t_l^*). \quad (3.4)$$

В формулах (3.1) – (3.4) знаками «*», «**» отмечены значения функций до и после коррекции соответственно; знак апострофа показывает транспортирование вектора. Квадратные скобки с верхним индексом -1 в формуле (3.3) обозначают умноженную на вектор-столбец $P_T(\bar{x}, \bar{x}_r, t_l^*)$ обратную матрицу, элементами которой являются ковариационные функции ошибок оценок температуры $P_T(\bar{x}_r, \bar{x}_p, t_l^*)$ и ковариационные функции ошибок измерений $R_T(\bar{x}_r, \bar{x}_p, t_l)$ температуры $T(\bar{x}_r, t_l)$. Горизонтальные компоненты вектора скорости течений не корректируются непосредственно измерениями.

Главной трудностью реализации фильтра Калмана является расчет ковариационных функций ошибок оценок. Подобно [Кныш, Моисеенко, Чернов, 1988; Etienne, Benkiran, 2007; Мизюк, 2009] представим эти функции в следующем виде

$$P_T(\bar{x}, \bar{x}', t) \approx \sigma_T(\bar{x}, t) \sigma_T(\bar{x}', t) P_T''(|x - x'|, |y - y'|, z). \quad (3.5)$$

где $\sigma_T(\cdot)$ – среднеквадратические отклонения (СКО) ошибок оценок температуры;

$P_T''(|x - x'|, |y - y'|, z)$ – нормированная автокорреляционная функция полей ошибок, зависящая от расстояния между точками сеточной области численной модели.

При восстановлении трехмерных полей температуры и солёности моря для ассимиляции их в модели используется оригинальная процедура синтеза малочисленных данных измерений буев *Argo* и аномалий альтиметрического уровня, описанная в Разделе 1. С помощью этой процедуры восстановлены трехмерные поля псевдоизмерений температуры и солёности за 1993–2014 гг. во всех точках сетки модели в слое 100–500 м глубоководной области моря, ограниченной изобатой 500 м. Оценены также СКО восстановленных полей посредством сопоставления с измерениями. Псевдоизмерения температуры и солёности в первом приближении предлагается рассматривать как независимые, и в таком случае корреляции (3.5) в каждой точке сетки сводятся к дисперсиям.

Расчет дисперсий ошибок оценок температуры и солёности выполняли посредством численного решения соответствующих дифференциальных уравнений, вывод которых основан на уравнениях переноса–диффузии тепла и соли. Методика получения дифференциальных уравнений дисперсий ошибок оценок температуры и солёности для σ -координатной модели более полно изложена в работе [Мизюк, 2009]. Дифференциальное уравнение дисперсии ошибок оценок температуры для z -координатной модели имеет следующий вид (аргументы функций опущены)

$$\frac{\partial \sigma_T^2}{\partial t} + \frac{\partial \sigma_T^2 u}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_T^2 v}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_T^2 w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \kappa^T \frac{\partial \sigma_T^2}{\partial z} + \kappa^H \Delta \sigma_T^2 + \frac{1}{REL} (\sigma_{*T}^2 - \sigma_T^2). \quad (3.6)$$

Уравнение для дисперсии ошибок оценки солёности $\sigma_s^2(\vec{x}, t)$ имеет такой же вид. Однотипные уравнения являются приближенными, поскольку в выведенных уравнениях пренебрегли взаимными дисперсиями ошибок оценок температуры (солёности) и компонент вектора скорости, умноженными на производные оценок температуры (солёности) по осям x , y и z , а также средними квадратами производных ошибок оценок температуры (солёности). В правой части уравнения (3.6) κ^T, κ^H – вертикальный и горизонтальный коэффициенты турбулентного обмена, Δ – оператор Лапласа, третье слагаемое – источник, учитывающий сезонную

изменчивость типичных дисперсий ошибок прогноза температуры $\sigma_{*T}^2(\vec{x}, t_l)$ (солёности $\sigma_{*S}^2(\vec{x}, t_l)$) Чёрного моря.

С учетом отмеченных выше особенностей восстановленных на сетке модели псевдоизмерений температуры соотношение (3.1) в первом приближении можно представить в виде

$$\hat{T}(\vec{x}, t_l^{**}) = \hat{T}(\vec{x}, t_l^*) + \frac{\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*)}{[\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*) + \sigma_{outT}^2(\vec{x}, t_l^*)]} [T^{obs}(\vec{x}, t_l^*) - \hat{T}(\vec{x}, t_l^*)], \quad (3.7)$$

где $T^{obs}(\vec{x}, t_l^*)$ – восстановленные трехмерные поля псевдоизмерений температуры на момент времени t_l ;

$\sigma_{outT}^2(\vec{x}, t_l)$ – дисперсии ошибок восстановления.

Температура при коррекции по формуле (3.7) меняется скачком. Для достижения плавного изменения гидрофизических полей моря при численном решении уравнений модели в правые части уравнений переноса-диффузии тепла включали источник следующего вида («крышка» над модельной температурой $T(\vec{x}, t_l)$ опущена)

$$Q_T(\vec{x}, t_l) = \frac{\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*)}{REL1[\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*) + \sigma_{outT}^2(\vec{x}, t_l^*)]} [T^{obs}(\vec{x}, t_l) - T(\vec{x}, t_l)]. \quad (3.8)$$

Дисперсии ошибок оценки (прогноза) температуры после ассимиляции псевдоизмерений в рассматриваемом приближении корректируются по формуле

$$\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^{**}) = \sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*) - \frac{\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*)\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*)}{[\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*) + \sigma_{outT}^2(\vec{x}, t_l^*)]} = \frac{\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*)\sigma_{outT}^2(\vec{x}, t_l^*)}{[\sigma_T^2(\vec{x}, t_l^*) + \sigma_{outT}^2(\vec{x}, t_l^*)]}. \quad (3.9)$$

Формулы (3.1) – (3.8) и выражение (3.9), представленные для температуры, необходимо дополнить аналогичными формулами и уравнением для солёности.

3.1.2 Оценка типичных дисперсий ошибок прогноза и подбор параметра релаксации в уравнениях переноса-диффузии дисперсий ошибок. Оценка типичных дисперсий ошибок прогноза температуры $\sigma_{*T}^2(\vec{x}, t_l)$ и солености $\sigma_{*S}^2(\vec{x}, t_l)$ выполнена по приведенной в [Мизюк, 2014] методике. В отличие от указанной выше статьи, для оценки типичных дисперсий использовался ансамбль значений температуры и солености, полученный в результате расчета по модели МГИ [Лишаев и др., 2014] на 20 лет (с 1993 по 2012 гг.) без ассимиляции данных измерений. Атмосферные поля задавались по результатам реанализа *ERA-Interim* [Berrisford et al., 2009]. Такой подход методически близок к получению ансамбля векторов состояния модели для оценки матрицы ковариаций в разработанном параллельном алгоритме ансамблевой оптимальной интерполяции, изложенном в работе [Кауркин, 2016].

Пусть T_{i,j,k,t_d}^m – временной ряд трехмерных полей прогностической температуры, восстановленной по результатам прогноза с дискретностью по времени 1 сут на период m лет [1, 20] с горизонтальным разрешением 5×5 км в точках сетки модели: i [1, 238] по оси x , j [1, 132] по оси y , k [1, 38] по оси z . Тогда в качестве типичной дисперсии ошибок прогноза температуры на каждые сутки в пределах условного года d [1, 365] принимали квадрат отклонений температуры от среднего по времени, просуммированный по годам

$$\sigma_{*T_{i,j,k,t_d}}^2 = \frac{1}{19} \sum_{m=1}^{20} [T_{i,j,k,t_d}^m - \bar{T}_{i,j,k,t_d}]^2, \quad (3.10)$$

где среднее значение температуры рассчитывали по формуле

$$\bar{T}_{i,j,k,t_d} = \frac{1}{20} \sum_{m=1}^{20} T_{i,j,k,t_d}^m. \quad (3.11)$$

Оценка типичной дисперсии ошибок прогноза солености выполнялась аналогично.

На диаграмме (Рисунок 3.1, *а*) видно, что повышенные значения осредненной по бассейну типичной дисперсии солёности сосредоточены в слое 100–150 м. Известно, что постоянный галоклин и основной пикноклин залегают на глубинах 50–100 м [Иванов, Белокопытов, 2011]. Более высокие значения типичной дисперсии солёности в слое 100–150 м можно объяснить тем, что построенные по прогностическим данным профили температуры (модель *POM* [Ратнер и др., 2014]) и солёности (модель МГИ [Лишаев и др., 2014]) в этом слое являются несколько сглаженными по сравнению с наблюдениями.

Распределение повышенных по глубине и времени (Рисунок 3.1, *б*) значений типичной дисперсии температуры поясняется особенностями термодинамических процессов в верхнем слое моря, характерных при образовании верхнего квазиоднородного слоя, возникновении нового и поддержке ранее сформировавшегося холодного промежуточного слоя.

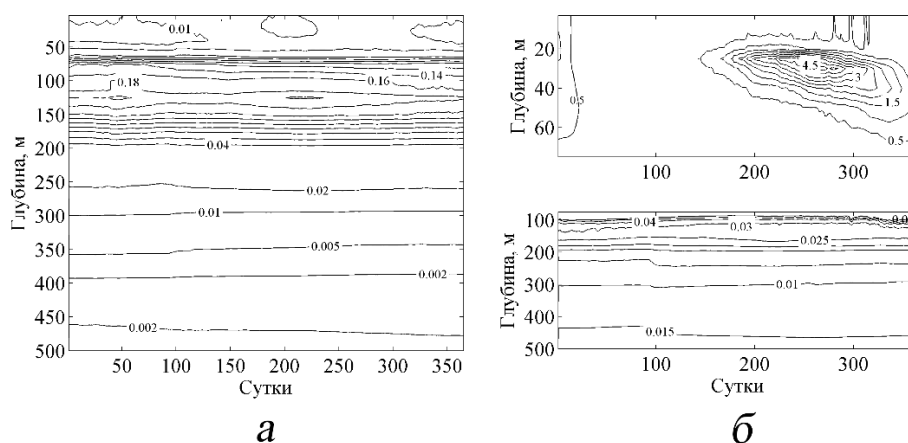


Рисунок 3.1 – Временная изменчивость осредненных по горизонтам слоя 0–500 м среднесуточных значений типичных дисперсий ошибок прогноза солёности (*а*) и температуры (*б*)

Распределение дисперсий температуры в январе, ноябре и декабре от поверхности до глубины 40–60 м указывает на появление ВКС. Существенное увеличение дисперсии наблюдается с мая по декабрь на глубинах залегания ХПС. Оно обусловлено такими процессами как образование сезонного термоклина, заглубление верхней и нижней границ ХПС, осеннее нарушение сплошности и

зимнее обновление ХПС. В слое 100–500 м дисперсия температуры на два порядка меньше и монотонно уменьшается с глубиной.

Пространственное распределение типичных дисперсий солёности и температуры на горизонтах слоя 100–500 м на конкретную дату условного года характеризуется локализацией повышенных их значений в центральной акватории моря, а пониженных – в области, примыкающей к изобате 500 м.

Для выбора параметра релаксации выполнили три прогностических расчета по модели на 2012 г. (без ассимиляции псевдоизмерений температуры и солёности) с совместным численным решением уравнений вида (3.6) при $REL = 3, 10$ и 15 сут. Значение параметра релаксации, при котором горизонтальная адвекция и источник в правой части уравнения вида (3.6) являются сопоставимыми по порядку, выбиралось для проведения численных экспериментов с ассимиляцией в модели псевдоизмерений температуры и солёности. На Рисунке 3.2, *а*, *в* и *г* хорошо видна корреляция между положениями структур циркуляции и типичной дисперсии ошибок прогноза солёности. Такая же корреляция наблюдается между расположением структур течений и дисперсии ошибок прогноза температуры. Результаты расчетов позволили выбрать значение параметра релаксации равное 10 сут.

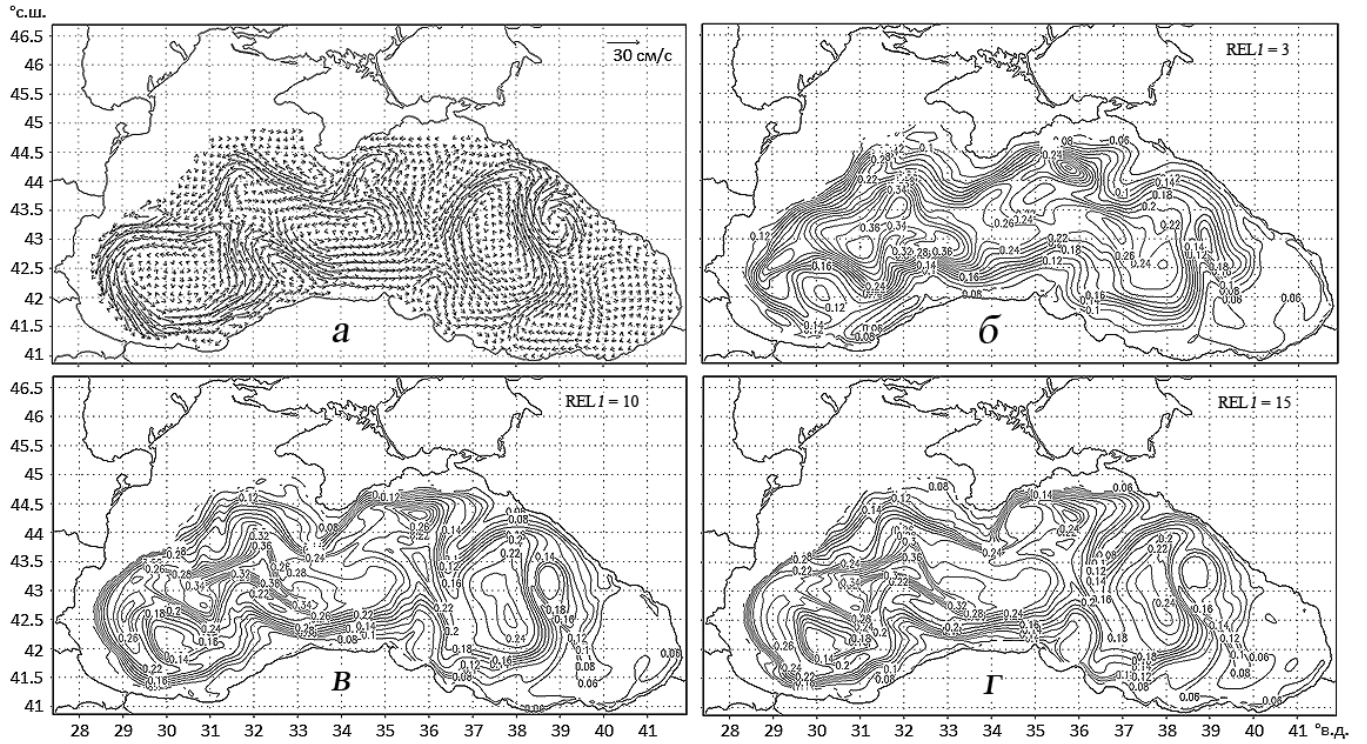


Рисунок 3.2 – Течения (а) и типичная дисперсия ошибок прогноза солености, рассчитанная при $REL1 = 3$ (б), 10 (в) и 15 сут (г), на горизонте 100 м 15.09.2012 г.

3.1.3 Анализ результатов численных экспериментов с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солености в модели методом адаптивной статистики. Были проведены численные эксперименты по восстановлению гидрофизических полей моря за 2012 г. с использованием метода адаптивной статистики. Начальные поля (температура, соленость, компоненты вектора скорости течений и уровень моря на 01.01.2012 г.) брались из реанализа за 1993–2012 гг. с ассимиляцией в модели профилей температуры и солености нулевой градации уровня моря, восстановленных по альтиметрии [Korotaev et al., 2016]. Данные псевдоизмерений температуры и солености ассимилировали на каждом шаге по времени, равный 5 мин

$$\frac{dT}{dt} = -\kappa^H \Delta^2 T + (\kappa^T T_z)_z - \frac{\partial I}{\partial z} + Q_T, \quad (3.12)$$

$$\frac{dS}{dt} = -\kappa^H \Delta^2 S + (\kappa^S S_z)_z + Q_S, \quad (3.13)$$

где Q_T, Q_S – ассимиляционные источники (3.8).

Коэффициенты турбулентного обмена импульсом, теплом и солью по вертикали рассчитывались с использованием приближения Пакановски – Филандера [Pacanowski, Philander, 1981].

Модельные дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности корректировали по соотношениям вида (3.9) также на каждом временном шаге. Дисперсии ошибок восстановления псевдоизмерений $\sigma_{out}^2(\bar{x}, t_l)$, $\sigma_{out}^2(\bar{x}, t_l)$ на горизонтах слоя 100–500 м равнялись осредненному за месяц квадрату СКО восстановленных температуры и солёности относительно измерений буями *Argo*.

3.1.4 Выбор параметра релаксации в источниках уравнений переноса-диффузии тепла и соли. Для подбора параметра релаксации было проведено пять реанализов за 2012 год при $REL1=3, 6, 12, 24$ и 36 час. Оптимальное значение параметра выбирали, анализируя СКО между модельными и измеренными значениями температуры и солёности на каждом горизонте до 1000 м, оцененные за весь 2012 г.

Из Таблицы 3.1 следует, что поля солёности в сезонном слое 0–30 м галоклина во всех расчетах, кроме первого, воспроизводятся вполне удовлетворительно. Существенные различия между модельными и измеренными полями видны в пределах постоянного галоклина (50–125 м). Сопоставление значений СКО, оцененных по горизонтам слоя 100–500 м, с учетом корня из дисперсии естественной изменчивости полей измеренной солёности позволяет сделать вывод о том, что следует отдать предпочтение значению $REL1 = 12$ час.

Наибольшие значения СКО полей температуры (Таблица 3.2) принимают на глубине 20 м, соответствующей сезонному термоклину. Однозначно определить оптимальное значение параметра релаксации по результатам оценки СКО полей температуры в слое 100–500 м сложно. Достоверность воспроизведения и сезонная изменчивость гидрофизических полей моря в слое 0–88 м определяются в основном качеством модели и полей атмосферного воздействия.

Таблица 3.1 – Среднеквадратические отклонения (СКО) восстановленных по модели полей солености: I – по методу адаптивной статистики, II – по упрощенному методу, III – в прогностическом расчете, корень из дисперсии измеренных (σ) значений солености по горизонтам за 2012 г.

Горизонт, м	СКО, ‰							σ, ‰
	I					II	III	
	REL1					REL1		
	3ч	6ч	12ч	24ч	36ч	12ч		
3	0,135	0,154	0,137	0,140	0,132	0,159	0,141	0,170
5	0,201	0,199	0,194	0,196	0,189	0,200	0,214	0,252
10	0,171	0,169	0,169	0,164	0,163	0,170	0,186	0,205
15	0,148	0,143	0,143	0,135	0,136	0,147	0,156	0,178
20	0,128	0,120	0,118	0,109	0,110	0,126	0,137	0,143
25	0,134	0,124	0,120	0,113	0,115	0,129	0,133	0,125
30	0,141	0,131	0,128	0,122	0,124	0,133	0,139	0,117
40	0,201	0,191	0,190	0,187	0,184	0,201	0,199	0,205
50	0,388	0,368	0,367	0,353	0,339	0,404	0,343	0,417
63	0,625	0,589	0,582	0,537	0,511	0,660	0,582	0,630
75	0,493	0,457	0,463	0,455	0,446	0,575	0,558	0,707
88	0,522	0,490	0,496	0,491	0,494	0,615	0,580	0,696
100	0,398	0,394	0,400	0,436	0,442	0,408	0,534	0,617
113	0,343	0,340	0,331	0,362	0,369	0,348	0,459	0,504
125	0,272	0,268	0,259	0,285	0,293	0,279	0,380	0,414
150	0,164	0,159	0,153	0,158	0,161	0,169	0,248	0,249
175	0,112	0,108	0,104	0,105	0,105	0,114	0,166	0,161
200	0,092	0,089	0,086	0,087	0,087	0,093	0,112	0,121
250	0,061	0,060	0,057	0,058	0,058	0,061	0,082	0,073
300	0,041	0,041	0,038	0,039	0,038	0,041	0,051	0,048
400	0,024	0,024	0,023	0,023	0,022	0,024	0,031	0,027
500	0,017	0,019	0,016	0,021	0,020	0,017	0,023	0,017

Таблица 3.2 – Среднеквадратические отклонения (СКО) восстановленных по модели полей температуры: I – по методу адаптивной статистики, II – по упрощенному методу, III – в прогностическом расчете, корень из дисперсии измеренных (σ) значений температуры по горизонтам за 2012 г.

Горизонт, м	СКО, °C							σ, °C
	I					II	III	
	REL1					REL1		
	3ч	6ч	12ч	24ч	36ч	12ч		
3	1,860	1,898	1,916	1,957	1,973	1,917	1,969	5,330
5	2,360	2,365	2,409	2,444	2,462	2,385	2,431	6,337
10	2,436	2,442	2,473	2,486	2,500	2,447	2,456	6,452
15	3,786	3,765	3,809	3,782	3,774	3,820	3,768	5,503
20	5,129	5,073	5,116	5,064	5,050	5,173	5,090	4,561
25	4,555	4,454	4,559	4,448	4,418	4,640	4,563	3,758
30	2,979	2,906	3,033	2,985	2,948	3,108	2,987	2,394
40	1,928	1,919	1,994	1,954	1,949	1,997	1,884	0,946
50	1,171	1,197	1,233	1,219	1,214	1,212	1,117	0,669
63	0,726	0,768	0,770	0,773	0,764	0,763	0,739	0,655
75	0,497	0,522	0,544	0,558	0,556	0,508	0,615	0,624
88	0,347	0,368	0,390	0,413	0,420	0,350	0,508	0,483
100	0,258	0,251	0,249	0,267	0,273	0,291	0,363	0,321
113	0,197	0,182	0,168	0,165	0,165	0,208	0,226	0,185
125	0,111	0,104	0,101	0,099	0,101	0,117	0,144	0,121
150	0,049	0,049	0,049	0,050	0,051	0,050	0,095	0,065
175	0,035	0,035	0,034	0,035	0,035	0,036	0,076	0,045
200	0,032	0,031	0,028	0,029	0,029	0,032	0,055	0,037
250	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,033	0,024
300	0,015	0,014	0,013	0,014	0,014	0,014	0,027	0,014
400	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,016	0,006
500	0,006	0,006	0,006	0,008	0,009	0,006	0,016	0,007

Полученные оценки СКО в реанализах и прогностическом расчете указывают на неточное воспроизведение термодинамики верхнего слоя моря. Так как в уравнении состояния морской воды основной вклад вносит соленость, для уравнения переноса – диффузии тепла примем значение $REL1 = 12$ час. Результаты варианта реанализа с этим значением коэффициента релаксации использовались для последующего изучения восстановленных гидрофизических и статистических полей.

3.1.5 Сопоставление фактических и модельных дисперсий ошибок прогноза. В результате проведения численных экспериментов на горизонтах слоя 100–500 м получены модельные среднесуточные дисперсии ошибок прогноза полей температуры (солёности), рассчитываемые по уравнениям вида (3.6) и корректируемые по формулам типа (3.9), дисперсии разностей (невязок) между псевдоизмерением температуры (солёности) и модельным значением. На Рисунке 3.3, а видно, что значения типичной дисперсии температуры выше значений невязок, которые, в свою очередь, выше значений модельной дисперсии. При этом модельная дисперсия относительно гладко меняется во времени. Пространственная изменчивость полей модельной дисперсии соответствует полям течений. Обратим внимание на значения и сезонный ход невязок, характеризующих фактические отклонения модельной температуры от псевдоизмерений. Заметно, что в январе – феврале и сентябре – декабре дисперсии невязок принимают значения, близкие к значениям модельной дисперсии. Значения рассматриваемых статистических характеристик на горизонте 100 м несколько выше, чем на 113 м, а сезонный ход дисперсии невязок такой же. Однако ее значения больше значений модельной дисперсии. Значения всех статистических характеристик на горизонтах слоя 100–500 м уменьшаются с глубиной. Дисперсия невязок на горизонтах слоя 150–500 м становится меньше модельной дисперсии.

Значения типичной дисперсии солёности выше значений дисперсии модельной и невязок (Рисунок 3.3, б). Дисперсия невязок больше дисперсии модельной на горизонтах от 100 до 200 м, хотя и приближается к ней по значению с увеличением глубины. Дисперсия невязок становится меньше модельной дисперсии на горизонтах слоя 250–500 м. Превышение значений дисперсий невязок солёности над значениями модельной дисперсии на большем количестве горизонтов по сравнению с температурой обусловлено большими значениями СКО псевдоизмерений солёности.

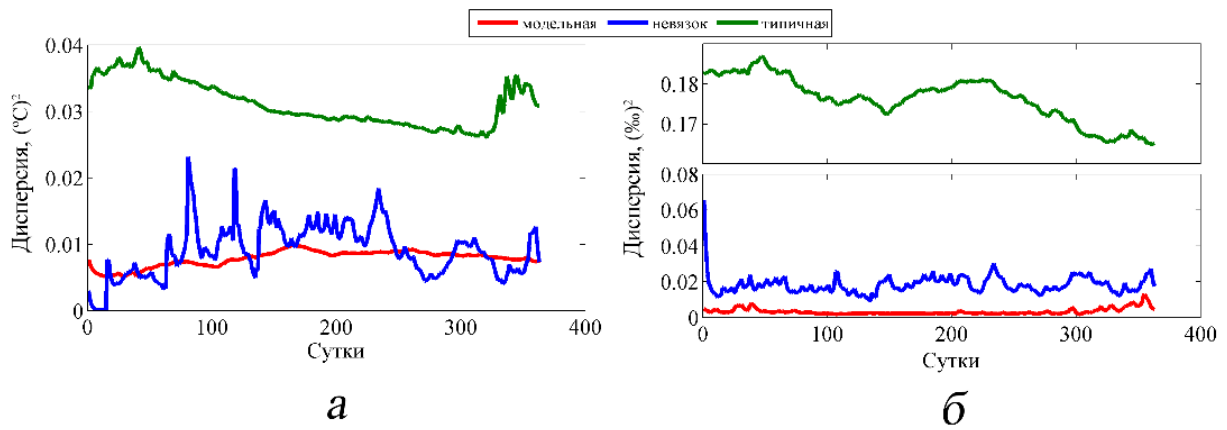


Рисунок 3.3 – Сезонная изменчивость средней по горизонту типичной и модельной дисперсий ошибок прогноза, а также средней дисперсии невязок на горизонте 113 м – температуры (а), солёности (б)

3.1.6 Сравнение восстановленных структур гидрофизических полей моря. Сопоставим карты течений и дисперсий типичных и модельных ошибок прогноза (Рисунок 3.4). На Рисунке 3.4, а видно, что структуры с меньшими значениями типичной дисперсии соответствуют антициклонам, а с большими – циклоническим круговоротам. Такое же соответствие наблюдается между значениями модельной дисперсии и структурами циркуляции на горизонте 100 м (Рисунок 3.4, б). На Рисунке 3.5, а, в видно, что меньшие модули невязок солёности и температуры характерны для циклонических круговоротов, большие – для антициклонов и областей моря справа от ОЧТ. Отмеченные особенности используемого метода обеспечивают взаимное согласование статистических параметров и восстанавливаемых гидрофизических полей моря. Повышенные значения модельной дисперсии в циклонических круговоротах и циклонах означают больший вес данных в модели (источники вида (3.8)), а пониженные значения дисперсии в антициклонах и по периферии бассейна – большее влияние модели при воспроизведении гидрологических полей.

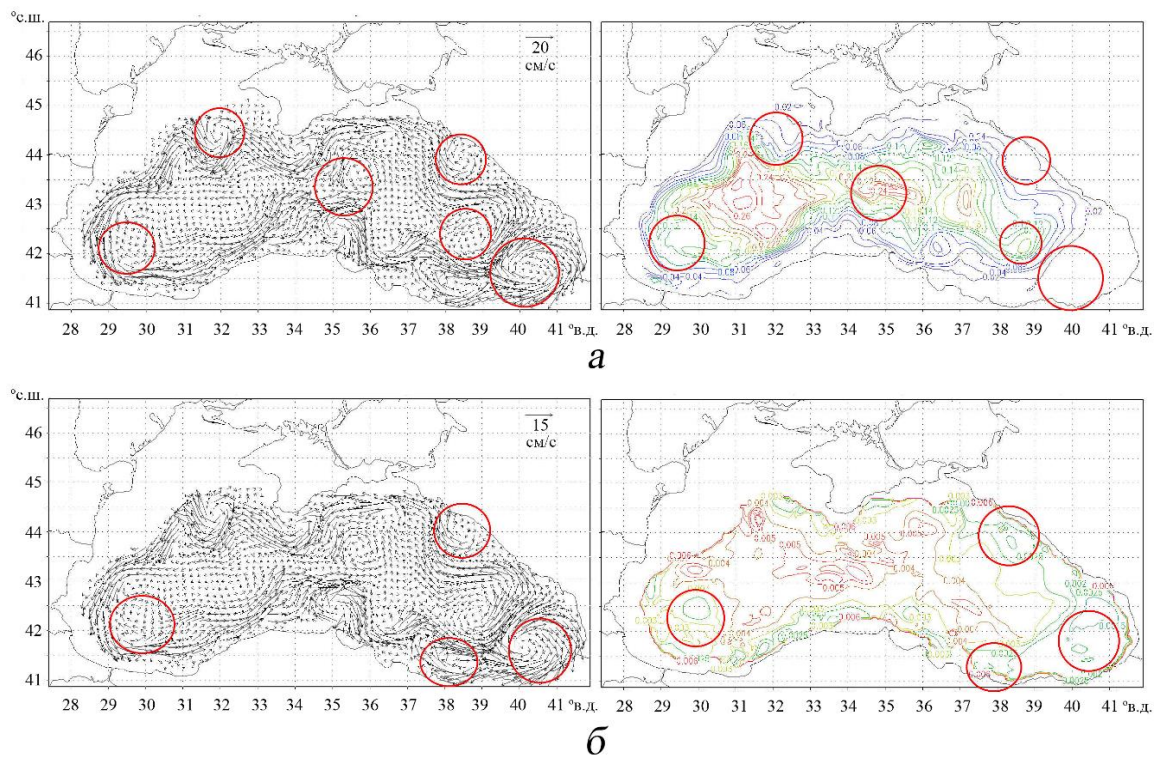


Рисунок 3.4 – Течения и типичная дисперсия ошибок прогноза солёности на горизонте 75 м (*а*), течения и модельная дисперсия ошибок прогноза солёности на горизонте 100 м (*б*) 15.07.2012 г.

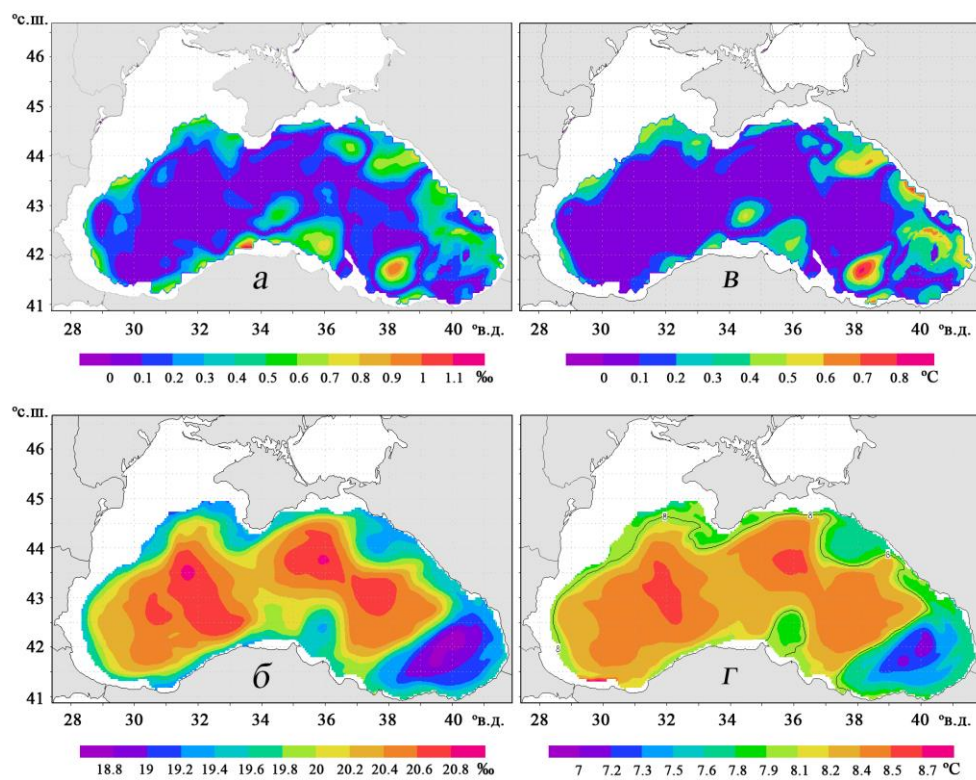


Рисунок 3.5 – Распределение модуля невязок солёности (*а*), модуля невязок температуры (*б*), солёности (*б*) и температуры (*г*) на горизонте 100 м 15.09.2012 г.

Использование метода адаптивной статистики для ассимиляции псевдоизмерений температуры и солёности в реанализе за 2012 г. позволило воспроизвести некоторые мезомасштабные вихри в полях течений, хотя эти вихри не были получены в прогностическом расчете и при использовании упрощенного метода ассимиляции. Это видно в трех областях моря на Рисунке 3.6.

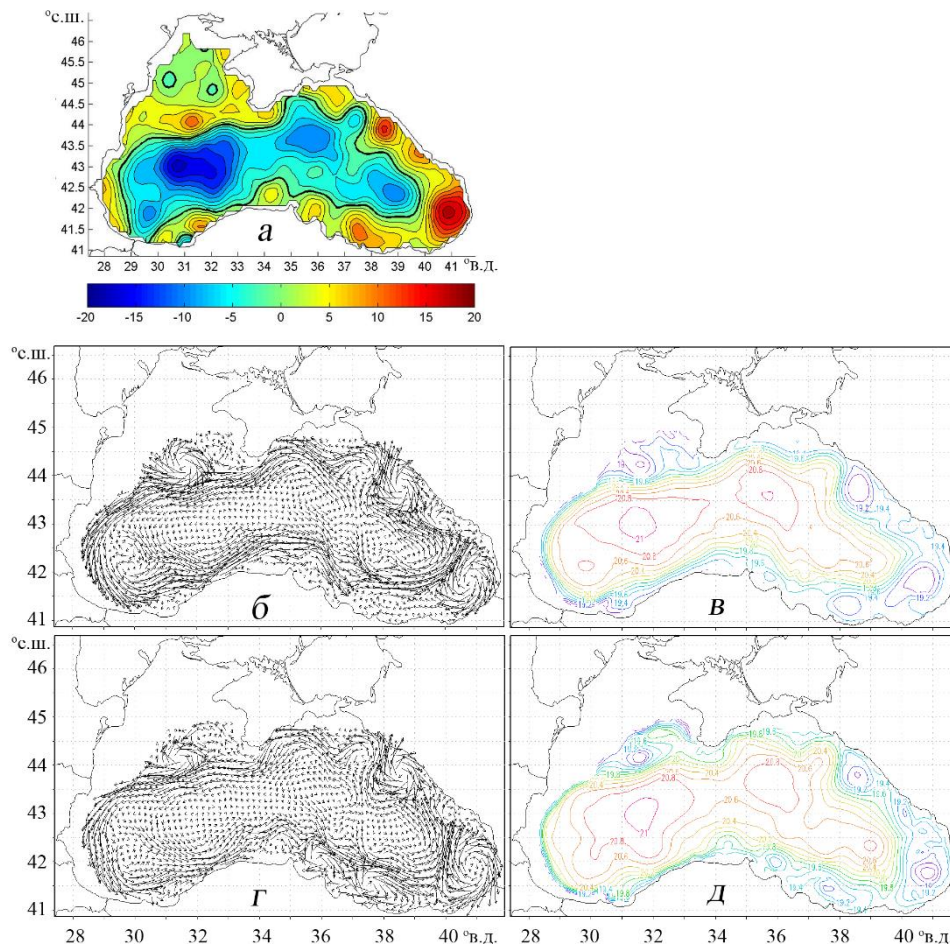


Рисунок 3.6 – Уровень моря по данным альтиметрии (а), течения и солёность на горизонте 100 м, восстановленные по методу адаптивной статистики (б, в) и по упрощенному методу (г, д), на 9.05.2012 г.

На карте течений (Рисунок 3.6, б) в юго-западной области четко выделяется дипольная система вихрей циклон – антициклон, которая также проявляется на карте уровня моря (Рисунок 3.6, а). Вместо дипольной системы вихрей на карте

циркуляции, рассчитанной в реанализе с усвоением в модели псевдоизмерений по упрощенному методу, присутствует один циклонический вихрь (Рисунок 3.6, в). Различие между результатами расчета течений, полученными двумя методами, заметно в окрестности Севастопольского антициклона. Система течений здесь состоит из трех вихрей (Рисунок 3.6, б) – двух антициклонов и циклона, что ближе к структурам поля солёности (Рисунок 3.6, в) и уровня моря (Рисунок 3.6, а). Наконец, локальное понижение уровня в северо-восточном изгибе Основного Черноморского течения (Рисунок 3.6, а) свидетельствует о циклоническом вихре, который более четко проявляется на Рисунке 3.6, б по сравнению с Рисунком 3.6, в.

Поверхностные геострофические течения определяются уровнем моря. Сопоставление уровня моря, рассчитанного по методу адаптивной статистики, по альтиметрическим данным и в прогнозе, представлено на Рисунке 3.7.

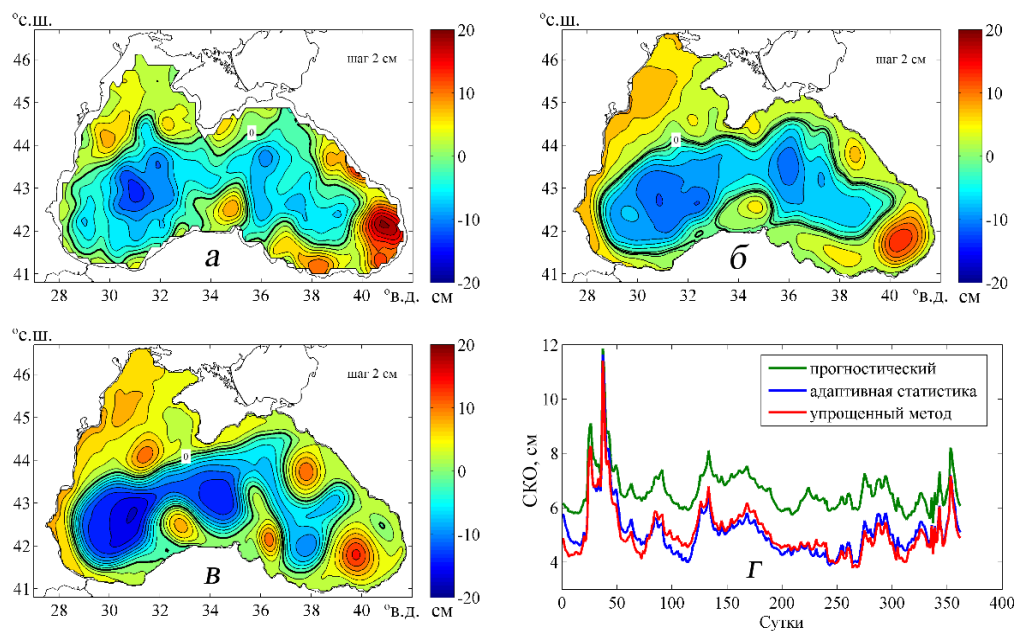


Рисунок 3.7 – Уровень моря, восстановленный по данным альтиметрии (а), по методу адаптивной статистики (б), прогностический (в) на 26.06.2012 г. и сезонная изменчивость СКО восстановленного уровня (относительно альтиметрического) в трех вариантах (г)

Видно, что расположение циклонических круговоротов и основных антициклонов в реанализе и альтиметрическом уровне моря сходно, поскольку

псевдоизмерения температуры и солёности привязаны к альтиметрическому уровню [Korotaev et al., 2016b]. В то же время в прогностическом расчете локализация упомянутых структур иная. Отметим, что перепад восстановленного по альтиметрии уровня заметно больше (32 см), чем воспроизведенного в ассимиляционной модели (25 см). Причина малого перепада уровня и слабой интенсивности вихрей кроется в недостаточной точности моделирования термодинамики верхнего слоя моря 0 – 100 м, поскольку в этом слое псевдоизмерения температуры и солёности не ассимилируются по причине их отсутствия [Korotaev et al., 2016b] и формирование структуры термохалинных полей в основном определяется качеством модели и полей атмосферного воздействия.

Поля динамического уровня моря, рассчитанные на каждые сутки по данным об аномалиях уровня (AVISO), позволили оценить СКО восстановленного уровня моря (по отношению к альтиметрическому) в трех вариантах расчета. На Рисунке 3.7, *г* видно, что СКО уровня во всех вариантах достаточно большие, при этом наибольшие величины СКО в прогностическом расчете. Значения СКО близки в вариантах с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солёности по упрощенному методу и методу адаптивной статистики. С целью уточнения восстанавливаемых при реанализе полей температуры и солёности необходимо совместно ассимилировать в модели уровень моря, рассчитанный по данным альтиметрии, и трехмерные псевдоизмерения температуры и солёности в слое 100–500 м.

3.2 Воспроизведение гидрофизических полей моря в реанализе за 1993–2012 гг. с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солёности в слое 63–500 м.

3.2.1 Описание расчета. В Разделе 1 приведен алгоритм восстановления трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солёности для глубоководной

части Черного моря. Анализ данных контактных измерений показал, что изменения топографии изопикнических, изотермических и изохалинных поверхностей происходят в основном адиабатически на глубинах от 50–100 м до 1100–1200 м. С учетом этого представляется логичным корректировать модельные значения температуры и солёности при выполнении реанализа гидрофизических полей методом адаптивной статистики используя значения с верхних горизонтов – 63, 75 и 88 м (в отличие от предыдущих экспериментов, в которых коррекция проводилась только на горизонтах в слое 100–500 м). Для анализа влияния включения дополнительных горизонтов был проведен численный эксперимент для 2012 г.

Оказалось, что влияние полей псевдоизмерений температуры и солёности, ассимилируемых на горизонтах 63, 75, 88 м, позволяет усилить интенсивность синоптических вихрей. Оно заметно также при воспроизведении ХПС моря. Сопоставление Рисунков 3.8 и 3.9 показывает, что коррекция модельной температуры псевдоизмерениями на горизонтах 63, 75, 88 м приводит к увеличению степени обновления ХПС моря зимой 2012 г., в результате чего увеличивается его холодозапас. Это видно на Рисунке 3.8 по расположению изолинии 7,5 °С. Видно, что толщина ХПС в течение всего года существенно больше, чем на Рисунке 3.9. Полученный результат подтверждается данными табл. 7.1 из работы [Ильин и др., 2012], в которой 2012 г. по гидрологическим данным для всего моря характеризуется сильной степенью обновления ХПС.

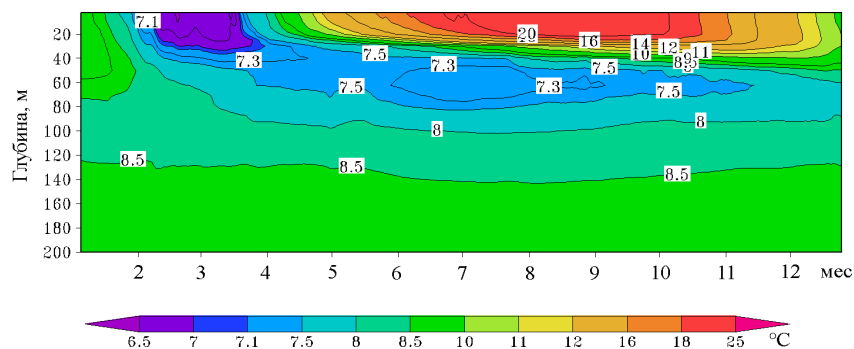


Рисунок 3.8 – Диаграмма сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры (°С), восстановленной по реанализу за 2012 г. с ассимиляцией псевдоизмерений в слое 63–500 м

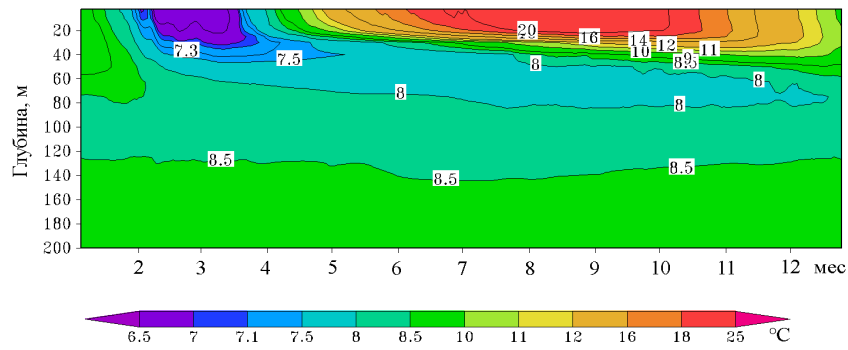


Рисунок 3.9 – Диаграмма сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры (°C), восстановленной по реанализу за 2012 г. с ассимиляцией псевдоизмерений в слое 100–500 м

Реанализ гидрофизических полей Черного моря за период 1993–2014 гг. выполнен посредством ассимиляции трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солёности в слое 63–500 м в вихреразрешающей модели МГИ, описанной в Подразделе 2.1, методом адаптивной статистики. Шаг сеточной области по горизонтали равнялся 5 км. Отметим, что в используемой версии модели МГИ коэффициенты турбулентного обмена импульсом, теплом и солью по вертикали рассчитывались с использованием параметризации Пакановски – Филандера [Pacanowski, Philander, 1981].

За начальные поля в модели на 01.01.1993 г. принимались поля температуры, солёности, уровня и скоростей течений, полученные в реанализе гидрофизических полей моря за 1980–1993 гг. [Лишаев, 2014]. Значения дисперсий ошибок прогноза в начальный момент времени равнялись значениям типичных дисперсий [Коротаев и др., 2018]. Данные псевдоизмерений температуры и солёности ассимилировались в уравнениях переноса тепла и соли на каждом шаге по времени. Дисперсия ошибок псевдоизмерений на горизонтах слоя 63–500 м принималась равной квадрату их среднемесячных СКО относительно имеющихся измерений. При проведении расчета атмосферные поля на поверхности моря брались из данных реанализа *ERA-Interim* (*ERA-Interim URL*). Их разрешение по пространству равно $0,75^\circ$, по времени – 12 ч. Поля тангенциального напряжения трения ветра известны на каждые 6 ч.

Дисперсии ошибок псевдонаблюдений, как и граничные поля, интерполировали на каждый шаг по времени численной модели. Данные реанализа за 1993–2014 гг. включают среднесуточные значения температуры, солёности, горизонтальных и вертикальной составляющих вектора скорости течений, уровня моря, а также модельных дисперсий ошибок прогноза температуры и солёности.

3.2.2 Статистические характеристики ошибок, восстановленных в реанализе полей температуры и солёности. Оценки среднеквадратических отклонений между восстановленными полями температуры и солёности и контактными измерениями в Черном море рассчитывались за весь период времени с 1993 по 2014 гг. в 5 слоях глубоководной области моря от поверхности до дна. Отметим, что ранее в подразделе 2.3 были представлены результаты реанализа Черного моря за 1993–2012 гг., выполненного посредством ассимиляции в модели МГИ невозмущенных профилей температуры и солёности. Для расчета использовался такой же атмосферный форсинг, как и в реанализе с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солёности в модели МГИ методом адаптивной статистики. По полученным данным с целью сопоставления прежних результатов с настоящим расчетом оценены соответствующие СКО и средние отклонения (СО) температуры и солёности. Средние отклонения рассчитывали посредством вычитания из модельных значений температуры и солёности измеренных на гидрологических станциях и буях *Argo*. Значения СКО и СО для температуры приведены в Таблице 3.3, для солёности – в Таблице 3.4.

Таблица 3.3 –Среднеквадратические (СКО) и средние (СО) отклонения восстановленных по модели полей температуры: I – по методу адаптивной статистики; II – с ассимиляцией профилей невозмущенных температуры и солености

Слой, м	СКО, (°C) ²		СО, °C
	I	II	I
0–5	1,559	1,963	–0,830
5–30	3,331	3,155	1,220
30–100	0,953	1,239	0,320
100–300	0,130	0,248	–0,003
300–500	0,036	0,037	0,0001
500–2000	0,012	0,019	0,109

Из Таблицы 3.3 следует, что в слоях 0–5 и 5–30 м отдать предпочтение каким-либо данным реанализа невозможно. Во всех расчетах максимальные значения СКО получены в слое 5–30 м, что объясняется недостатками модели термодинамики верхнего слоя моря. В деятельном слое моря, включающем основной пикноклин (слои 30–100 и 100–300 м), СКО температуры по данным настоящего расчета с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солености методом адаптивной статистики ниже, чем в реанализе с ассимиляцией невозмущенных профилей температуры и солености. Такое же соотношение между СКО наблюдается в слое 500–2000 м. Значения СКО в слое 300–500 м слабо отличаются между собой.

Как следует из Таблицы 3.3, восстановленная в настоящем расчете температура в поверхностном слое 0–5 м и в слое 100–300 м занижена. В остальных слоях она завышена. Максимальное завышение температуры получено в верхнем слое 5–30 м, в котором ассимиляция псевдоизмерений не выполнялась. В слое 30–100 м СО температуры существенно ниже, что объясняется коррекцией модельной температуры псевдоизмерениями на горизонтах 63, 75, 88, 100 м. В глубоководном слое 500–2000 м незначительное завышение температуры обусловлено слабой пространственной изменчивостью термохалинных параметров моря.

Таблица 3.4 – Среднеквадратические (СКО) и средние (СО) отклонения восстановленных по модели полей солёности: I – по методу адаптивной статистики; II – с ассимиляцией профилей невозмущённых температуры и солёности

Слой, м	СКО, (‰) ²		СО, ‰
	I	II	I
0–5	0,625	0,624	0,034
5–30	0,487	0,485	–0,098
30–100	0,413	0,500	–0,134
100–300	0,176	0,343	–0,007
300–500	0,043	0,051	–0,010
500–2000	0,025	0,019	0,004

Сравнительное сопоставление СКО восстановленной в двух реанализах солёности (Таблица 3.4) показывает, что в слоях 0–5 и 5–30 м эти статистические характеристики почти одинаковы. Рассчитанная оценка СКО солёности в главном галоклине (слои 30–100 и 100–300 м) и глубже (слой 300–500 м) по данным реанализа с усвоением псевдоизмерений солёности в модели методом адаптивной статистики существенно ниже. Этот результат объясняется хорошим качеством восстановленных в пикноклине трехмерных полей псевдоизмерений солёности. Средние отклонения солёности во всех слоях, кроме слоев 0–5 и 500–2000 м, отрицательные, что свидетельствует о ее занижении в этих слоях. Следует заметить, что значения СО солёности во всех слоях моря невысоки.

3.2.3 Статистические характеристики точности воспроизведенных в реанализе полей уровня моря. Опубликованные в работах [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б] результаты реанализа полей моря за 1992–2015 гг. позволяют провести сопоставление двух методов расчета. Реанализ работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б] выполнен с использованием ассимиляции уровня, восстановленного по альтиметрии, спутниковых измерений температуры поверхности моря и комбинированных профилей температуры и

солености в модели МГИ. Последние представляли собой среднегодовые (по данным имеющихся измерений) профили температуры и солености, скорректированные климатической сезонной изменчивостью. В работах [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б] использовались те же атмосферные поля.

Поля альтиметрического уровня моря, рассчитанные на каждые сутки за 1993–2014 гг., позволили оценить СКО модельного уровня моря по данным двух реанализов. Представляет интерес их сопоставление с СКО уровня моря, полученными по данным чисто прогностического расчета. Последний был проведен на 20 лет с 1993 по 2012 гг. с использованием реанализа *ERA-Interim*. На Рисунке 3.10 видно, что СКО уровня в прогностическом расчете заметно выше. Значения СКО уровня моря (относительно альтиметрического) по данным нашего реанализа в первой декаде рассматриваемого периода меньше, чем по данным реанализа из работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б].

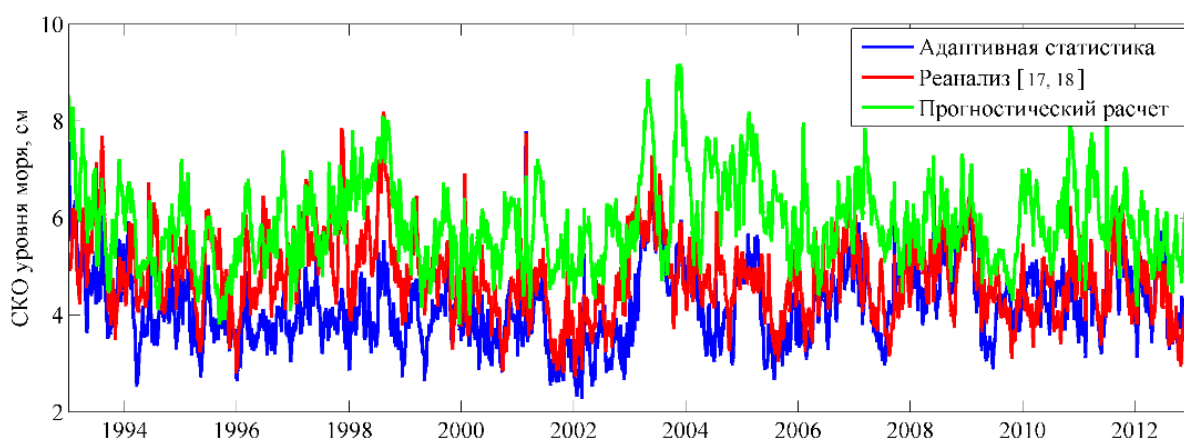


Рисунок 3.10 – Сезонная и межгодовая изменчивость СКО восстановленного уровня моря (относительно альтиметрического)

Это объясняется тем, что в первой декаде периода 1993–2014 гг. обеспеченность измерениями температуры и солености на гидрологических станциях в глубоководной области моря была существенно выше [Korotaev et al., 2016b], чем во второй декаде. В соответствии с этим точность воспроизведения псевдоизмерений температуры и солености в этой области моря также оказалась более высокой. Вторая декада характеризуется ограниченными данными измерений

термохалинных параметров на отдельных гидрологических станциях и буями-профиломерами *Argo*.

На Рисунке 3.10 видно, что в этой декаде значения СКО уровня моря в нашем реанализе несколько увеличились. Их экстремальные значения сопоставимы с СКО уровня моря из реанализа работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б]. Различия между значениями СКО полей уровня в рассматриваемых реанализах могут быть обусловлены также тем, что в них используются разные методики ассимиляции альтиметрического уровня моря в модели. Расположение основных структур в уровне моря (западный и восточный циклонические круговороты, циклонические и антициклонические вихри) в нашем реанализе и в альтиметрическом уровне, восстановленном на каждые сутки по данным об аномалиях уровня *AVISO* (*AVISO URL*), близкое, поскольку псевдоизмерения температуры и солености привязаны к альтиметрическому уровню. Расположение указанных структур уровня в реанализе полей моря, выполненном в работах [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б], может несколько отличаться от расположения структур в альтиметрическом уровне. Отметим, что в работе [Дорофеев, Сухих, 2017а] применялся более точный алгоритм ассимиляции, основанный на использовании потречковых значений аномалий альтиметрического уровня моря.

Важный вывод из анализа результатов сопоставления сезонной, межгодовой и декадной изменчивости СКО уровня моря в двух реанализах состоит в том, что ход обеих кривых СКО в основном одинаковый. Экстремальные значения СКО уровня моря в реанализе за 1993–2014 гг., который выполнен с ассимиляцией трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солености в модели методом адаптивной статистики, во второй декаде периода несколько выше, чем в первой.

3.2.4 Долговременная синоптическая изменчивость бассейна.

Исследованию изменчивости синоптических вихревых образований в Черном море по данным многолетнего гидрологического массива и синхронных гидрологических съемок посвящена большая глава в работе [Блатов и др., 1984]. В

ней, в частности, в качестве характеристики синоптической изменчивости анализировалось пространственное распределение средних квадратических отклонений температуры и солёности в различных слоях моря. Аналогичным образом представление о синоптической изменчивости полей течений, температуры и солёности в Черном море за 1993–2014 гг. можно получить, исследуя важнейшую двумерную гидродинамическую функцию – уровень моря, так как производные уровня характеризуют геострофические поверхностные течения в море. Кроме того, в первом приближении уровень моря вычисляется как интеграл от поверхности до дна от аномалии плотности (температуры и солёности) морской воды.

Остановимся на анализе интегральной дисперсии уровня моря, рассчитанной по данным нашего реанализа следующим образом. Средний уровень моря в каждой точке сеточной области рассчитывался как сумма среднесуточных значений уровня за 1993–2014 гг., деленная на количество суток. Затем обычным образом рассчитывалась интегральная дисперсия колебаний уровня в этих же точках. Карты интегральной дисперсии уровня моря (Рисунок 3.11) дают представление о характере распределения синоптических структур.

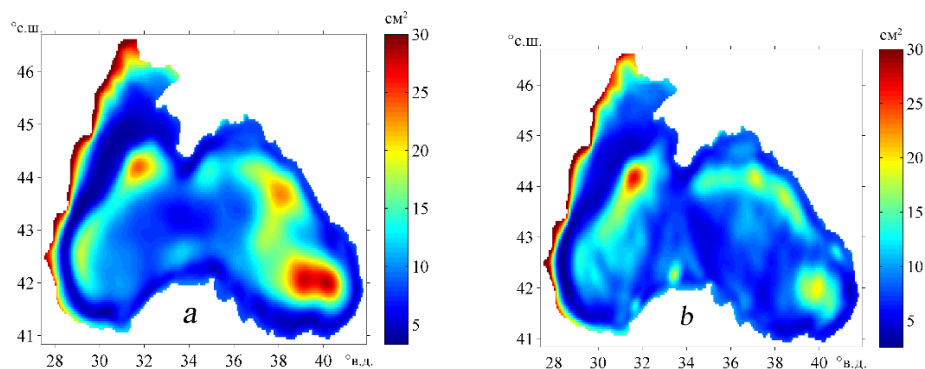


Рисунок 3.11 – Дисперсия (cm^2) уровня моря: *a* – по данным реанализа, выполненного методом адаптивной статистики; *b* – по данным реанализа работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б]

Согласно Рисунку 3.11, *a*, повышенная синоптическая изменчивость поля уровня, а, следовательно, и полей течений, температуры и солёности в 1993–

2014 гг., наблюдается в двух довольно обширных областях глубоководной части Черного моря – западной и восточной и в локальной зоне севернее Синопа. В западной области синоптическая изменчивость обусловлена динамикой Севастопольского антициклонического вихря, причем в ней выделяются две локальные подобласти повышенных значений интегральной дисперсии уровня моря. Первая из них находится в зоне генерации Севастопольского антициклона (значение дисперсии больше 20 см^2), вторая – в юго-западной зоне западного циклонического круговорота вод (значение дисперсии больше 15 см^2). Довольно часто в этой зоне формируется дипольная структура вихрей циклон – антициклон, обнаруженная благодаря использованию в нашем реанализе метода адаптивной статистики. В локальной глубоководной зоне севернее Синопа максимальное значение дисперсии составляет порядка 15 см^2 .

Синоптическая изменчивость в восточной более обширной области вызвана движением и эволюцией кавказских антициклонических вихрей (значение дисперсии 20 см^2) и в большей степени – динамикой и эволюцией Батумского антициклона (значение дисперсии 25 см^2). Обращает на себя внимание существенно повышенная интегральная дисперсия уровня моря вдоль северного, северо-западного, западного и юго-западного побережий и мористее (Рисунок 3.11, *а*), обусловленная, по-видимому, волновыми процессами в море. Отметим работу [Кордзадзе, Деметрашвили, 2011], в которой представлены результаты регионального оперативного прогноза циркуляции вод в восточной части Черного моря по модели с пространственным разрешением 1 км. Полученные в выполненном в данном разделе расчете особенности синоптической изменчивости в юго-восточной области моря подтверждаются данными работы [Кордзадзе, Деметрашвили, 2011].

Относительно небольшие значения интегральной дисперсии (5 см^2) видны вдоль северо-западного, западного и юго-западного свала глубин моря, а также возле Южного берега Крыма и в зоне Кизилирмакского и Синопского антициклонов. Вдоль Анатолийского побережья также проявляется довольно слабая синоптическая изменчивость. Представленное на Рисунке 3.11, *а*

распределение интегральной дисперсии можно сравнить с построенной в работе [Korotaev et al., 2001] аналогичной картой дисперсии, созданной по данным альтиметрических наблюдений. Повышенные значения СКО уровня моря, обусловленные динамикой Севастопольского антициклонического вихря, как и в нашем расчете, наблюдаются в западной части бассейна, а также вдоль Основного Черноморского течения. Сходные области повышенной синоптической изменчивости полей течений, температуры и солёности получены также по данным реанализа за 1992–2015 гг. из работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б] (Рисунок 3.11, б). Яркие примеры полей уровня Черного моря в разные даты 2006 г., демонстрирующие меандрирование ОЧТ, образование синоптических и мезомасштабных вихрей справа от него и обуславливающие описанное выше распределение дисперсии уровня, приведены в работе [Демышев, Дымова, 2011] по результатам расчета по модели МГИ с пространственным разрешением 1,64 км.

3.3 Восстановление температуры и солёности в верхнем слое Черного моря по данным псевдоизмерений

3.3.1 Основные соотношения для восстановления трехмерных полей псевдоизмерений солёности и температуры моря в слое 2,5–125 м. В Разделе 1 были построены трехмерные поля псевдоизмерений температуры и солёности на горизонтах слоя 63–500 м с незаполненными зонами в районах справа от Основного Черноморского течения и в антициклонических вихрях до глубины 125 м по предложенной оригинальной методике комбинированного анализа альтиметрических данных и малочисленных измерений буями *Argo*. Положительным качеством разработанной методики является то обстоятельство, что горизонтальная структура полей псевдоизмерений солёности и температуры на всех горизонтах в слое 63–500 м для каждых суток периода 1993–2014 гг. сходна с топографией альтиметрического уровня моря и отражает основные синоптические процессы. Однако, в силу особенности методики, значения солёности (температуры) не восстанавливаются на отдельных горизонтах слоя 63–125 м

справа от фронта Основного Черноморского течения (ОЧТ) и в антициклонических вихрях. Причина наличия незаполненных зон в рассматриваемой глубоководной акватории моря объясняется тем, что, согласно используемой методике, верхняя граница восстановления профилей температуры и солености привязана к изопикнической поверхности.

В данном подразделе предлагается процедура, позволяющая дополнить полученные ранее профили недостающими значениями температуры и солености в слое 63–125 м в районе справа от фронта ОЧТ и в антициклонических вихрях и воспроизвести профили псевдоизмерений температуры и солености (на примере данных измерений за отдельный 2012 г.) в верхнем слое 2,5–63 м.

Для восстановления профилей солености в слое 2,5–125 м использовались методологические принципы оптимальной интерполяции [Гандин, Каган, 1976]. С целью нахождения интерполяционных весов необходимо знать автокорреляционные функции термохалинных полей и ошибки их измерений.

Автокорреляционную функцию поля солености (температуры) с учетом ее нормирования представим в следующем виде [Коротаев и др., 2018]

$$P_s(\vec{x}, \vec{x}', t) = \sigma_s(\vec{x}, t) \sigma_s(\vec{x}', t) P_s^H(\vec{x}, \vec{x}', t), \quad (3.14)$$

где $\sigma_s(\vec{x}, t), \sigma_s(\vec{x}', t)$ – среднеквадратические отклонения (СКО) солености (температуры);

$\vec{x} = (x, y, z)$; ось x направлена на восток, y – на север, z – вертикально вниз;

$P_s^H(\vec{x}, \vec{x}', t)$ – нормированная автокорреляционная функция поля солености (температуры).

В настоящей работе соленость (температура) в слое 2,5–125 м восстанавливается посредством коррекции рассчитанной в модели прогностической трехмерной солености (температуры) на горизонтах рассматриваемого слоя данными ее псевдоизмерений с нижележащего базового горизонта. Поэтому основное внимание уделим ковариациям поля солености по

вертикальной координате с учетом результатов работ [Коротаев и др., 1998; Korotaev et al., 2001], в которых проводилась коррекция модельной солености (температуры) альтиметрическими данными. С этой целью примем следующие допущения для сомножителей правой части соотношения (3.14)

$$\sigma_S(\bar{x}, t) \cong \sigma_S(z_*, t), \quad (3.15)$$

$$\sigma_S(\bar{x}', t) \cong \sigma_S(z_k, t), \quad (3.16)$$

$$P_S^H(\bar{x}, \bar{x}', t) \cong P_S^H(z_*, z_k, t) P_S^H(|x - x'|, |y - y'|, z_*, t). \quad (3.17)$$

где z_* – первый из горизонтов модели от поверхности моря (базовый горизонт), на котором в восстановленных по оригинальной методике ежесуточных трехмерных полях псевдоизмерений солености [Korotaev et al., 2016] отсутствуют «пустые» области;

z_k – те из вышележащих горизонтов по отношению к базовому, на которых требуется восстановить псевдоизмерения солености;

$P_S^H(z_*, z_k, t)$ – нормированная функция ковариации псевдоизмерений солености базового горизонта z_* с модельной соленостью на вышележащих горизонтах z_k ;

$P_S^H(|x - x'|, |y - y'|, z_*, t)$ – нормированная автокорреляционная функция псевдоизмерений солености на горизонте z_* , зависящая от расстояния между узлами сеточной области модели.

Аппроксимирующие функции в выражениях (3.15) – (3.17) предполагаются известными. Псевдоизмерения солености на базовом горизонте z_* в каждом узле сетки в первом приближении считаются независимыми.

В качестве основного базового принимается горизонт $z_* = 150$ м, для которого имеются псевдоизмерения на всей площади моря. В этом случае формула для восстановления в глубоководной области моря псевдоизмерений солености на горизонтах z_k в узлах i, j имеет вид

$$S_{i,j}^{восст}(z_k, t_l) = S_{i,j}^{прогн}(z_k, t_l) + \frac{\sigma_S(z_*, t_l) \sigma_S(z_k, t_l) P_S^H(z_*, z_k, t_l)}{\sigma_S^2(z_*, t_l) + \sigma_{ошS}^2(z_*)} [S_{i,j}^{псевдо}(z_*, t_l) - S_{i,j}^{прогн}(z_k, t_l)], \quad (3.18)$$

где k обозначают номера горизонтов (от 1 до 15) по оси z на глубинах 2,5 – 125 м включительно;

время измеряется в сутках;

$\sigma_S^2(z_*, t_l)$ – дисперсия псевдоизмерений солености на базовом горизонте;

$\sigma_{ошS}^2(z_*)$ – дисперсия ошибок «измерений» на горизонте z_* .

Числитель дроби представляет собой ненормированную функцию ковариации солености $P_S(z_*, z_k, t_l)$.

Оценка функции ковариации псевдоизмерений солености на горизонте z_* с модельной соленостью на вышележащих горизонтах z_k выполнялась следующим образом

$$P_S(z_*, z_k, t_l) = \frac{1}{N-1} \sum_{i,j} \delta S_{i,j}(z_*, t_l) \delta S_{i,j}(z_k, t_l), \quad (3.19)$$

где N – количество узлов сетки на горизонтах слоя 2,5–150 м в глубоководной области моря,

$$\delta S_{i,j}(z_*, t_l) = S_{i,j}^{псевдо}(z_*, t_l) - \bar{S}^{псевдо}(z_*, t_l), \quad (3.20)$$

$$\delta S_{i,j}(z_k, t_l) = S_{i,j}^{прогн}(z_k, t_l) - \bar{S}^{прогн}(z_k, t_l), \quad (3.21)$$

черта означает осреднение по горизонту.

Формула (3.14), допущения (3.15) – (3.17) и выражения (3.18) – (3.21) имеют такой же вид для температуры.

3.3.2 Процедура восстановления трехмерных полей псевдоизмерений солености и температуры моря в слое 2,5–125 м. Восстановление полей псевдоизмерений термохалинных параметров в глубоководной области моря проводили итерационным способом. Процедура итерационного восстановления

солёности (температуры) выбрана для использования в формуле (3.18) более высоких значений весовых множителей (Рисунок 3.12).

В первой итерации ежесуточные значения псевдоизмерений солёности (температуры) восстанавливаются в слое 63–125 м в узлах, которые принадлежат только зонам, расположенным справа от фронта ОЧТ, и антициклоническим вихреобразованиям, а также на горизонтах слоя 2,5–50 м во всех узлах модельной сетки. При этом используются: первоначальное поле псевдоизмерений солёности (температуры) на основном базовом горизонте 150 м, его рассчитанная дисперсия $\sigma_s^2(z_*, t_l)$ (дисперсия ошибок «измерений» принималась равной $0,05 \sigma_s^2(z_*, t_l)$), модельные прогностические поля в слое 2,5–125 м, а также оцененные по формулам (3.19) – (3.21) функции ковариаций.

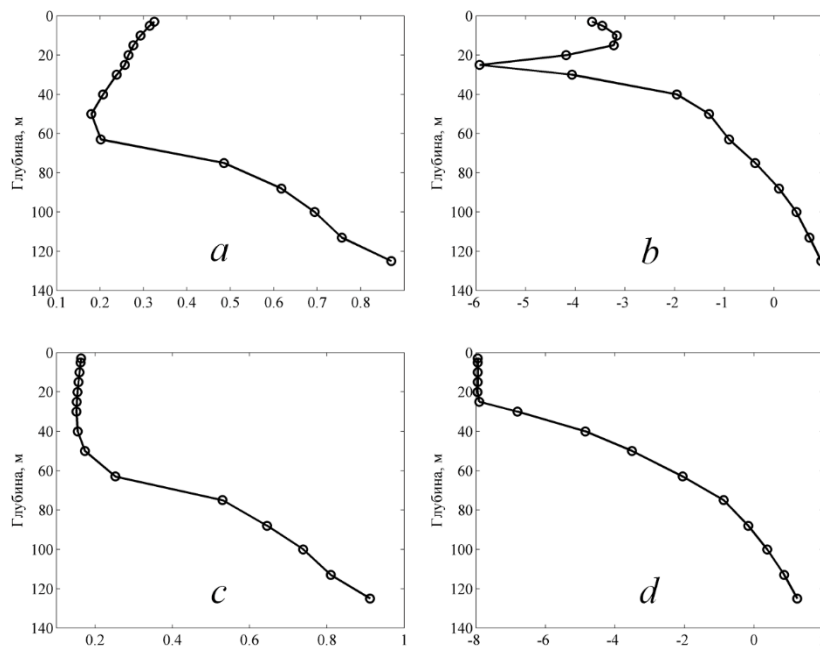


Рисунок 3.12 – Зависимость средних по сезонам весовых коэффициентов от глубины для солёности (*a, c*) и температуры (*b, d*) летом (*a, b*) и зимой (*c, d*) 2012 г.

Исходными для второй итерации служили поля солёности (температуры), восстановленные на горизонтах слоя 2,5–50 м, и те же первоначальные поля псевдоизмерений солёности (температуры) в слое 63–125 м, но уточненные в

результате первой итерации. Вторая и последующие итерации выполнялись таким же образом, как и первая, но с последовательным сдвигом на один горизонт к поверхности для использования его в качестве базового. Таким образом, на горизонтах слоя 63–125 м после шести итераций были восстановлены скорректированные первоначальные поля псевдоизмерений солености (температуры). Последняя (седьмая) итерация, в которой базовым принимался горизонт 63 м, позволила восстановить ежесуточные поля псевдоизмерений солености (температуры) на горизонтах слоя 2,5–50 м.

3.3.3 Анализ результатов восстановления полей псевдоизмерений солености и температуры за 2012 г. Средние по горизонтам и сезонам профили восстановленных итерационным методом псевдоизмерений солености и температуры сопоставлялись с аналогичными профилями, построенными по данным измерений *Argo* и модельного прогностического расчета. На Рисунке 3.13 видно, что профили псевдоизмерений солености в слое 2,5–125 м в летний сезон 2012 г., полученные в результате итераций, весьма близки к измеренным профилям в пределах основного галоклина, тогда как в модельных профилях солености он более глубок. У поверхности выделяется квазиоднородный слой, примерно такой же, как и в модельном расчете, но более выраженный, чем по данным буев *Argo*. Соответствие восстановленных профилей солености наблюдениям вполне удовлетворительно в зимний, весенний и осенний сезоны, а также при осреднении за год.

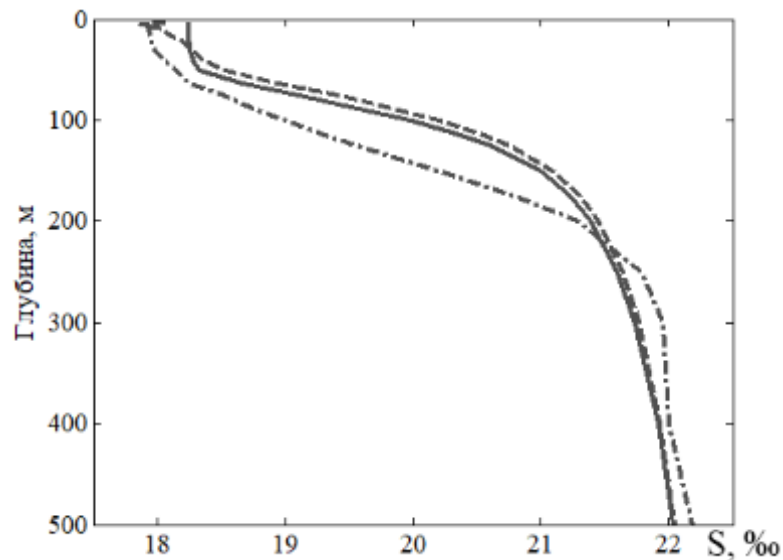


Рисунок 3.13 – Средние для лета 2012 г. профили солёности, восстановленные итерациями (сплошная кривая), по данным буев *Argo* (штриховая кривая) и модельного расчёта (штрихпунктирная кривая)

Проанализируем теперь поле псевдоизмерений солёности в районах справа от ОЧТ и в антициклонических вихрях. Распределения солёности для примера приведены на горизонте 88 м в основном галоклине (Рисунок 3.14). Видно, что солёность монотонно понижается в направлении к периферии области. Такая же тенденция ярко проявляется для Синопского и Батумского антициклонов и антициклона мористее Кавказского побережья. Величина градиентов солёности соответствует общепринятым представлениям.

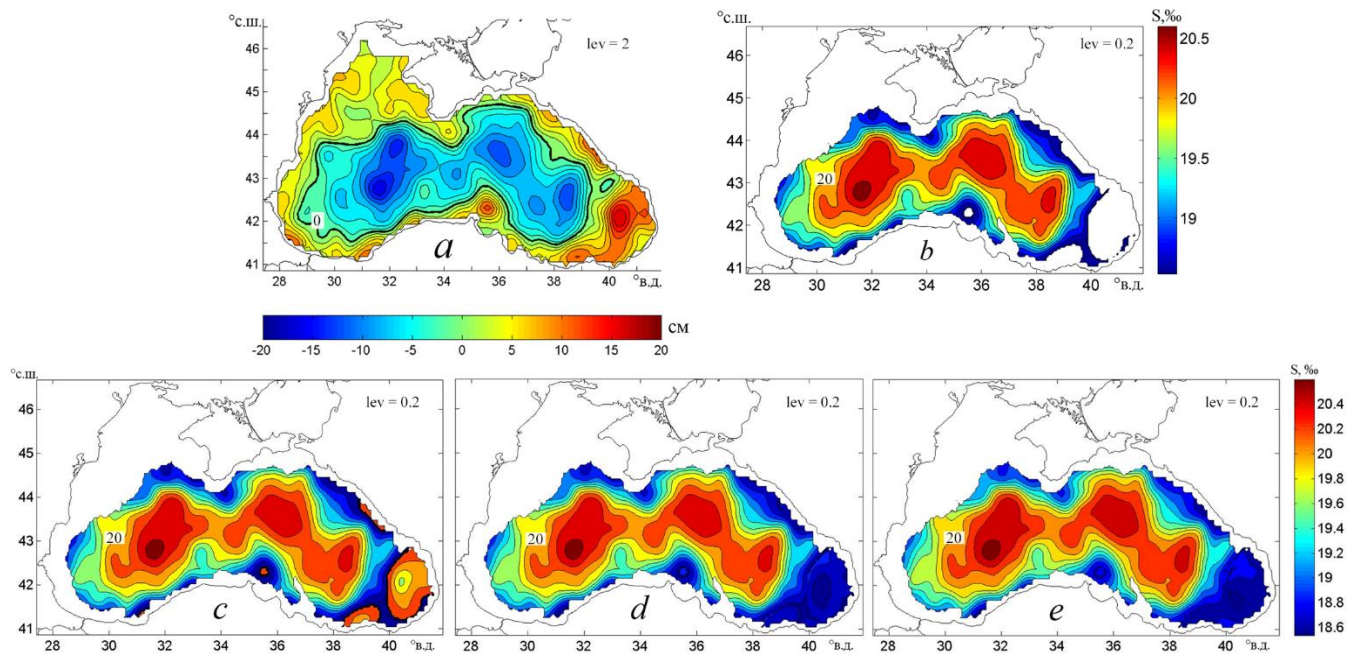


Рисунок 3.14 – Топография альтиметрического уровня моря (а) и соленость на горизонте 88 м: с «пустыми» областями (b) и восстановленная в первой (c), третьей (d), пятой (e) итерациях 14.08.2012 г.

Особенности восстановленных полей солености на горизонтах слоя 2,5–63 м демонстрирует Рисунок 3.15. Видно монотонное уменьшение солености к границам области, прослеживающееся на всех приведенных горизонтах. Конфигурация восточного и западного циклонических круговоротов так же, как и расположение циклонических вихрей на этих горизонтах, хорошо согласуется с топографией альтиметрического уровня моря (Рисунок 3.14, а; Рисунок 3.15, d). Такие же результаты получены при коррекции и воспроизведении полей псевдоизмерений солености для зимнего, весеннего и осеннего сезонов.

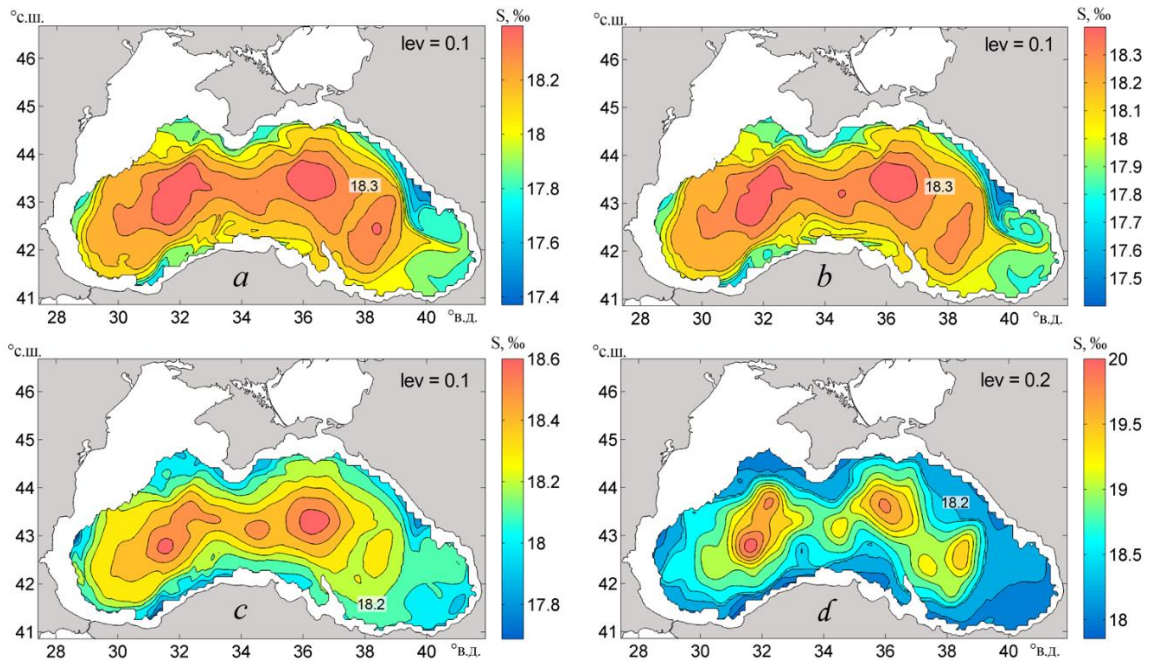


Рисунок 3.15 – Восстановленные поля солёности за 14.08.2012 г. на горизонтах:

10 м – *a*, 20 м – *b*, 50 м – *c*, 63 м (базовый) – *d*

Некоторые проблемы существуют только в области, занимаемой Батумским антициклоном. Так, на горизонтах ниже 63 м он состоит из двух ядер (Рисунок 3.14, *e*). В то же время на горизонтах верхнего слоя 2,5–50 м в этой области наблюдаются как антициклонический, так и циклонический вихри. Их интенсивность (Рисунок 3.15) весьма слабая. Анализ показал, что возникновение слабоинтенсивного циклонического вихря обусловлено наличием соответствующей структуры в поле солёности при расчете по модели. Вихрь, образовавшийся в модельном расчете, не совпадает по фазе с данными измерений *Argo* и альтиметрии, что отразилось в структуре восстановленного поля солёности. Несмотря на такое несоответствие в целом, можно сделать вывод, что восстановленные поля солёности в верхнем слое моря вполне удовлетворительные.

Показателями качества восстановленных полей псевдоизмерений солёности в верхнем слое моря являются СКО при сопоставлении с естественной изменчивостью полей солёности, оцененной по данным буев *Argo* за весь 2012 г. (Рисунок 3.16, *a*).

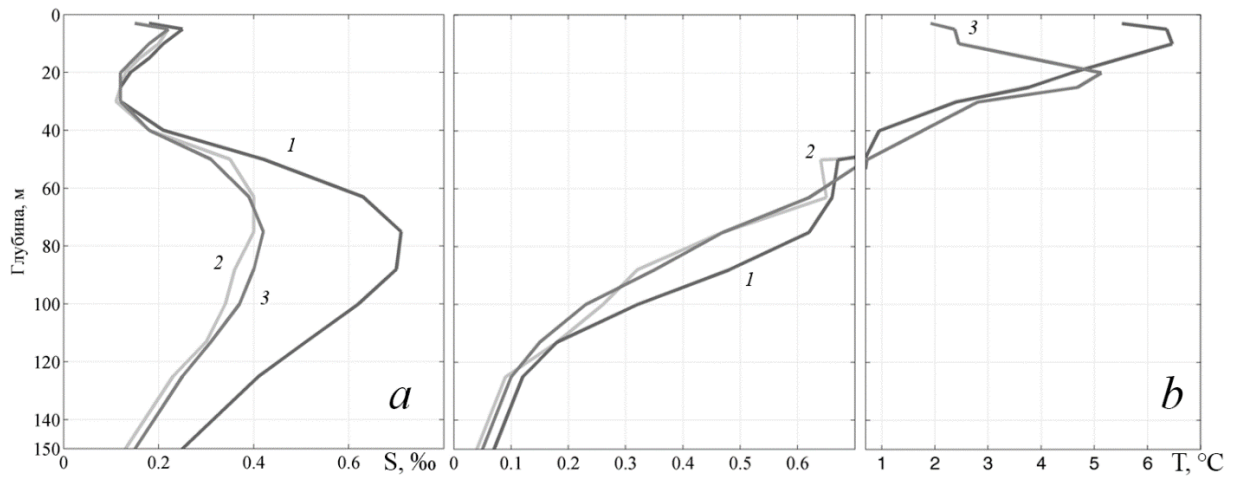


Рисунок 3.16 – Естественная изменчивость (кривая 1), стандартное среднеквадратическое отклонение восстановленных полей от измеренных (кривая 2) и по данным реанализа (кривая 3) за 2012 г. как функции глубины для солености – *a* и температуры – *b*

Максимальное значение СКО солености получено для горизонтов 63 и 75 м и равно 0,40‰, минимальное – для горизонта 30 м и равно 0,11‰. Естественная изменчивость на горизонтах слоя 2,5–40 м незначительно превышает СКО, примерно на 0,02‰ (такая же изменчивость наблюдается и в слое 250–500 м). Однако в галоклине, например, на горизонте 88 м, она в 1,9 раза выше СКО. Приведенные статистические характеристики свидетельствуют об удовлетворительной точности воспроизведенных полей солености в слое 2,5–125 м.

Анализ средних по сезонам профилей восстановленной температуры выявил более заметное расхождение между ними и построенными по измерениям профилями, особенно в приповерхностном слое 2,5–40 м. Сезонные профили температуры можно считать удовлетворительными только в слое 50–125 м. Формальной причиной этого является отрицательная ковариация флуктуаций температуры на базовом горизонте (63 м) с ее значениями в приповерхностном слое, что приводит к неустойчивости величин интерполяционных коэффициентов. Фактически плохое качество работы алгоритма восстановления температуры морской воды указывает на преобладание вклада потоков тепла на поверхности

моря в формирование флуктуаций температуры по сравнению с влиянием динамики глубинных слоев моря по крайней мере до глубины 50 м.

С учетом сказанного выше остановимся на анализе среднегодовых профилей температуры (Рисунок 3.17). Известно [Иванов, Белокопытов, 2011], что подповерхностная водная масса в глубоководной области моря представляет собой холодный промежуточный слой. Сопоставление модельных и измеренных буями *Argo* профилей температуры показывает, что по данным модели воды ХПС залегают на бóльших глубинах. Среднегодовая температура этих вод на горизонтах 50 и 63 м оказалась выше, чем по измерениям. Среднегодовые профили температуры, восстановленной в пятой итерации (базовый горизонт 88 м) и полученной по измерениям буями *Argo*, по интегральным характеристикам ХПС наиболее приближены друг к другу (Рисунок 3.17 6, с).

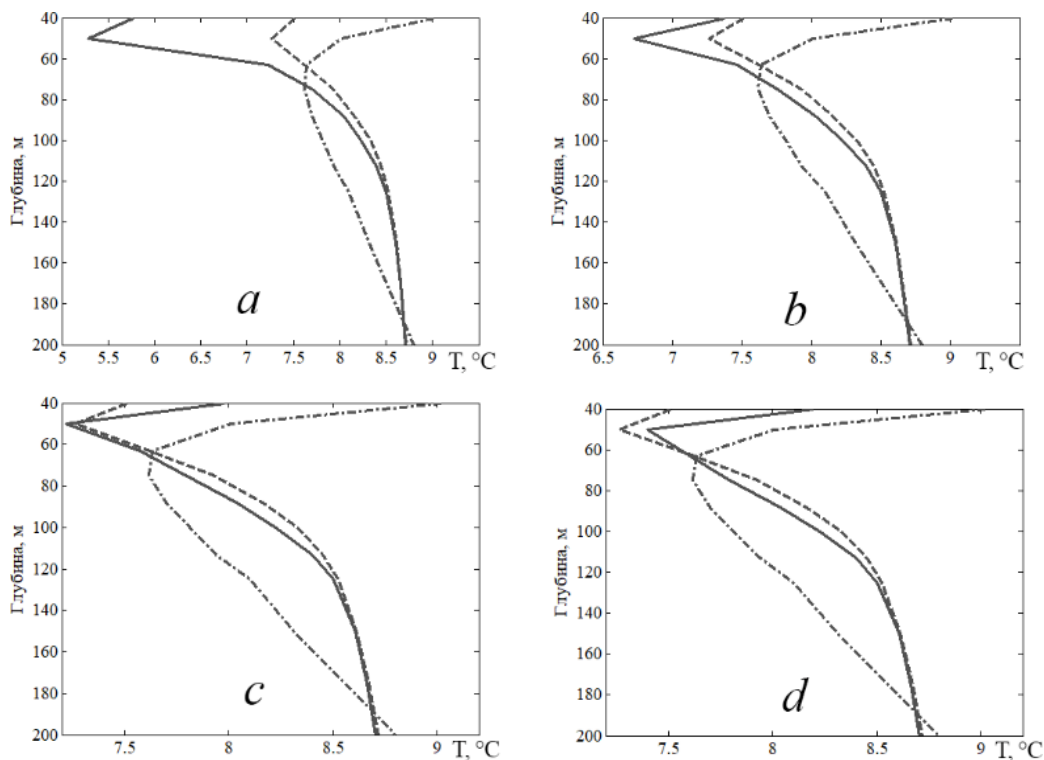


Рисунок 3.17 – Среднегодовые профили температуры, восстановленной итерациями (сплошная) по данным измерений буями *Argo* (штриховая) и модельного расчета (штрихпунктир): в первой – *a*, третьей – *b*, пятой – *c*, шестой – *d* итерациях

Рассмотрим воспроизведенные поля псевдоизмерений температуры на горизонтах слоя 50–150 м для середины августа 2012 г. Уточнение итерациями первоначальных полей температуры на горизонтах 100, 113 и 125 м позволило восстановить в «пустых» зонах глубоководной области моря структуру Сакарьяжского, Синопского, Батумского и двух кавказских антициклонов (Рисунок 3.18, *a*, *b*). Удалось получить также монотонное изменение температуры к периферии области.

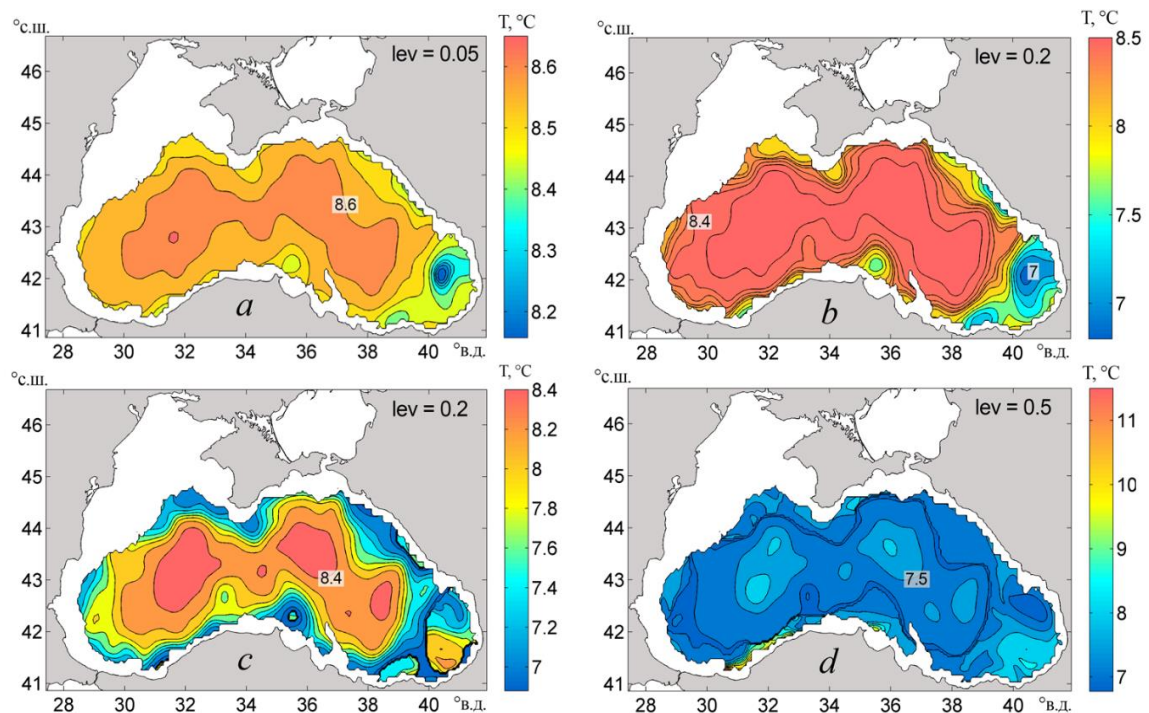


Рисунок 3.18 – Восстановленные поля температуры за 14.08.2012 г. на горизонтах: 150 м (базовый) – *a*, 113 м (вторая итерация) – *b*, 88 м (четвертая итерация) – *c*, 50 м (седьмая итерация) – *d*

Возникновение циклонического вихря в северо-восточной части Батумского антициклона на горизонтах слоя 50–88 м (Рисунок 3.18, *c*, *d*) объясняется, как и для поля солёности, влиянием циклона, полученного в модельных полях температуры. Для устранения подобных неточностей необходимо в дальнейшем провести специальные исследования.

Ход кривых изменения по глубине СКО и естественной изменчивости псевдоизмерений температуры (Рисунок 3.16, *b*) показывает, что точность воспроизведения этого параметра выше 50 м неудовлетворительна. СКО температуры меньше естественной изменчивости на горизонтах 75, 88 и 100 м. Так, на глубине 88 м естественная изменчивость полей измеренной температуры выше восстановленных полей температуры в 1,5 раза. На горизонте 63 м и ниже 100 м СКО сопоставимо со значением естественной изменчивости.

Итерационный способ уточнения полученных ранее первоначальных полей псевдоизмерений солёности и температуры дает возможность восстановить термохалинные параметры в «пустых» областях, что позволит приблизить значения амплитуды изменчивости модельного уровня моря в расчетах с ассимиляцией восстановленных полей солёности и температуры к значениям альтиметрического уровня.

3.3.4 Реанализ гидрофизических полей моря за 2012 г. посредством ассимиляции псевдоизмерений температуры и солёности в модели МГИ. Эффективность использования описанных выше трехмерных массивов температуры и солёности оценивается на основе их ассимиляции в модели циркуляции вод. В настоящее время в океанологии наиболее перспективными являются два подхода к разработке и успешному применению алгоритмов ассимиляции доступных данных измерений в моделях циркуляции – вариационный (*4D-Var* [Агошков и др., 2010; Агошков и др., 2013; Залесный, Ивченко, 2015]) и ансамблевые фильтры Калмана. Последний подразделяется на расширенный ансамблевый фильтр Калмана (*Ensemble Kalman Filter, EnKF* [Evensen, 2003; Беляев и др., 2012]) и ансамблевую оптимальную интерполяцию (*Ensemble Optimal Interpolation, EnOI* [Кауркин и др., 2016]). Отметим также работу [Залесный и др., 2013], в которой разработан и практически реализован алгоритм усвоения среднемесячных климатических полей температуры и солёности Черного и Азовского морей в режиме «вариационная инициализация – прогноз». Однако практическая реализация этих подходов требует мощных вычислительных

ресурсов. Особенно это касается метода *4D-Var* вследствие его вычислительной сложности, заключающейся в решении итерационно краевой задачи для системы прямых и сопряженных уравнений. Более простые методы, основанные на оптимальной интерполяции (*OI*, *EnOI*, *3D-Var* [Беляев и др., 2012; Кауркин и др., 2016; Lemieux-Dudon Benedicte et al., 2018]), обладают тем недостатком, что статистика ошибок прогноза фиксируется априори. Для преодоления отмеченных недостатков используются различные упрощения реализации фильтра Калмана.

Восстановленные по оригинальной методике трехмерные поля температуры и солености в слое 2,5–500 м использовались для реанализа гидрофизических полей Черного моря за 2012 г. посредством их ассимиляции в модели МГИ апробированным методом адаптивной статистики (описан в подразделе 3.1).

Сезонно меняющаяся (для условного года) типичная дисперсия ошибок прогноза солености $\sigma_{*s}^2(\bar{x}, t)$ оценивалась по данным модельного расчета, проведенного на период 1993–2012 гг. с использованием атмосферного форсинга *ERA-Interim* [Dee et al., 2011]. Алгоритм оценки и анализ сезонной изменчивости среднесуточных значений типичной дисперсии солености (температуры) приведены в подразделе 3.1.

Остановимся на результатах реанализа гидрофизических полей моря за 2012 г. Средние за год СКО солености по данным реанализа и СКО восстановленных по предложенной методике близки между собой (Рисунок 3.16, а). Среднеквадратические отклонения солености по данным реанализа относительно СКО псевдоизмерений солености немного меньше на горизонтах слоя 2,5–63 м, а в слое 75–500 м они немного больше. Максимальное значение годового СКО солености по данным реанализа равно 0,42‰ на горизонте 75 м. Это на 0,06‰ меньше максимального значения осредненного СКО солености по всему массиву реанализа за 1993 – 2012 гг., выполненного с ассимиляцией в модели МГИ альтиметрических данных и температуры поверхности моря с применением уравнений и соотношений турбулентности из семейства моделей Меллора – Ямады [Сухих, Дорофеев, 2018]. Важно то, что корень квадратный из дисперсии измеренных буями *Argo* полей солености в слое 50–200 м существенно превосходит

СКО восстановленных полей псевдоизмерений солёности и рассчитанных в реанализе за 2012 г. (Рисунок 3.16, *a*).

Годовые СКО температуры по данным реанализа на горизонтах слоя 2,5–40 м весьма высокие, поскольку в этом слое данные псевдоизмерений не усваивались. Максимальное значение СКО температуры равно 5,13 °C на горизонте 20 м (Рисунок 3.16, *b*). Это свидетельствует о том, что термодинамика верхнего слоя моря воспроизводится неудовлетворительно. На Рисунке 3.16, *b* видно, что годовые профили СКО температуры в слое 50–200 м, построенные по данным реанализа и измерениям, и профили восстановленных полей псевдоизмерений температуры близки и перемежаются между собой. Скорее всего, причиной высоких значений СКО температуры в нашем расчете являются неточности задания потоков тепла из атмосферы. Очевидно, что лучшего результата можно добиться, усваивая спутниковые наблюдения температуры поверхности моря. Однако следует отметить, что даже при ассимиляции температуры поверхности моря в модели МГИ максимальное значение осредненного СКО температуры для лета, согласно реанализу из работы [Сухих, Дорофеев, 2018], равно 3,4 °C на глубине ≈ 18 м, что обусловлено исключительно обостренным сезонным термоклином в Черном море.

Сопоставление диаграмм на Рисунке 3.19 свидетельствует, что ассимиляция восстановленных в данной работе псевдоизмерений термохалинных параметров позволила хорошо воспроизвести ХПС в море. Однако его холодозапас оказался несколько меньше, чем полученный в реанализе работы [Дорофеев, Сухих, 2016]. По данным [Ильин и др., 2012], в 2012 г. нормированные аномалии теплозапаса вод шельфа (фактически открытого моря) были отрицательными. Поэтому этот год характеризуется, в соответствии с принятой в [Ильин и др., 2012] шкалой, сильной степенью обновления вод ХПС. Увеличение холодозапаса ХПС можно получить, ассимилируя температуру поверхности моря, измеряемую с искусственных спутников Земли (ИСЗ).

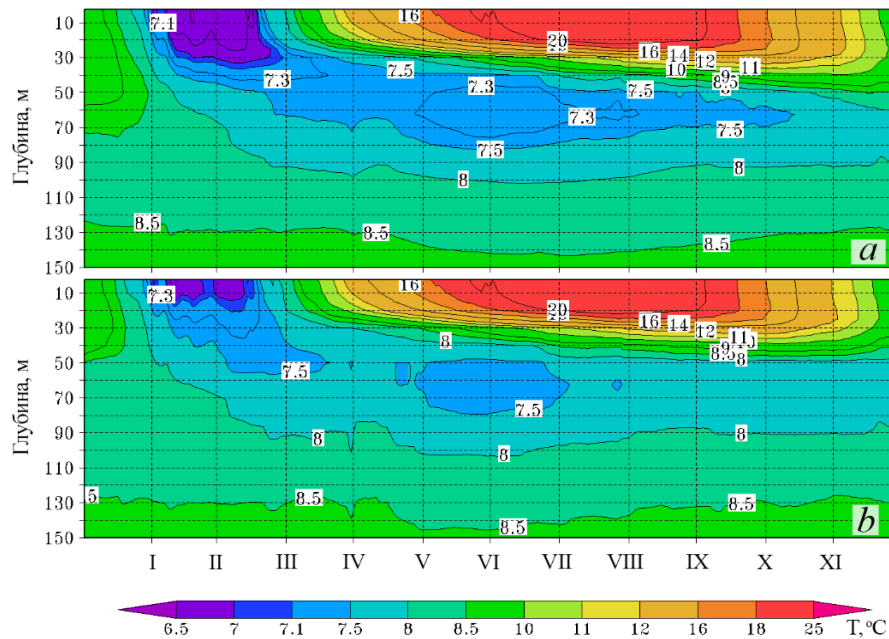


Рисунок 3.19 – Диаграмма сезонной изменчивости средней по горизонтам ежесуточной температуры по данным реанализа за 2012 г.: с ассимиляцией в модели псевдоизмерений температуры и солёности в слое 63–500 м [Лишаев и др., 2018] – *a*; восстановленных псевдоизмерений температуры в слое 50–500 м и солёности в слое 2,5–500 м – *b*

Обратимся к Рисунку 3.20, который приведен для сопоставления структур полей возвышений свободной поверхности моря. Эталонном служит альтиметрическая уровенная поверхность. Конфигурация и локальные структуры уровня моря, показанного на Рисунке 3.20, *b*, отличаются от аналогичных характеристик, определяющих топографию альтиметрического уровня (Рисунок 3.20, *a*). Заметное различие наблюдается между структурами Батумского и кавказского антициклонов. Интенсивность Синопского антициклонического вихря на Рисунке 3.20, *b* существенно меньше, чем в альтиметрическом уровне моря. Севастопольский антициклон на этом рисунке весьма размытый, а в центральной части бассейна наблюдаются лишь западный и восточный циклонические круговороты. Перепад обсуждаемого уровня равен 25 см.

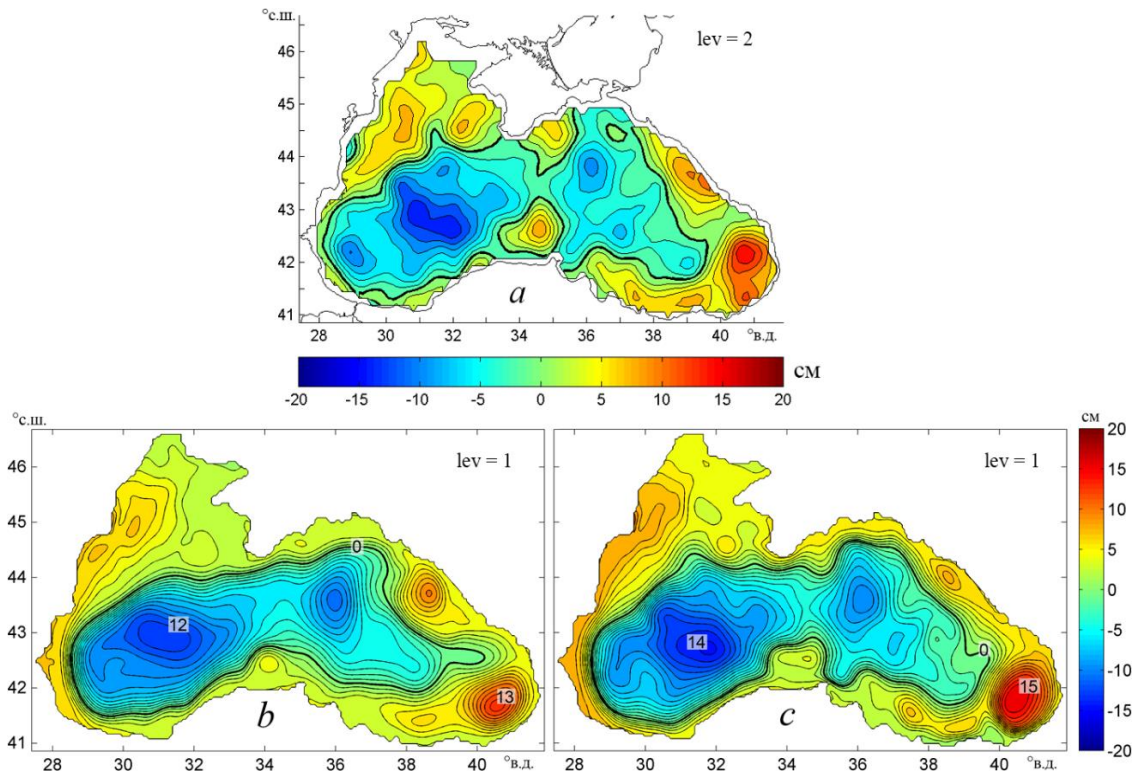


Рисунок 3.20 – Топография уровня моря за 15.06.2012 г.: альтиметрического – *a* и в реанализе с ассимиляцией в модели некорректированных псевдоизмерений температуры и солёности в слое 63–500 м [Лишаев и др., 2018] – *b* и скорректированных псевдоизмерений температуры в слое 50–500 м и солёности в слое 2,5–500 м – *c*

Конфигурация ОЧТ в реанализе с ассимиляцией в модели восстановленных в верхнем слое 2,5–63 м скорректированных псевдоизмерений температуры и солёности, так же как и расположение циклонических вихрей в центральной акватории моря и антициклонов справа от ОЧТ, заметно ближе к топографии альтиметрического уровня моря (Рисунок 3.20, *a*, *c*). Кизилірмакский, Батумский и кавказский антициклоны по структуре и интенсивности весьма близки к аналогичным вихреобразованиям в альтиметрическом уровне. Интенсивность Синопского и Севастопольского антициклонов оказалась не совсем достаточной. Перепад в анализируемом уровне равен 29 см, что на 2 см меньше, чем в альтиметрическом уровне. Ассимиляция скорректированных псевдоизмерений температуры и солёности в модели в любые другие месяцы 2012 г. улучшает

структуру рассчитанных полей уровня, приближая ее к структуре альтиметрического уровня моря.

Для количественной оценки достоверности восстановленного в модели уровня моря относительно альтиметрического уровня на Рисунке 3.21 приведена сезонная изменчивость СКО, рассчитанных в глубоководной акватории, для четырех численных экспериментов.

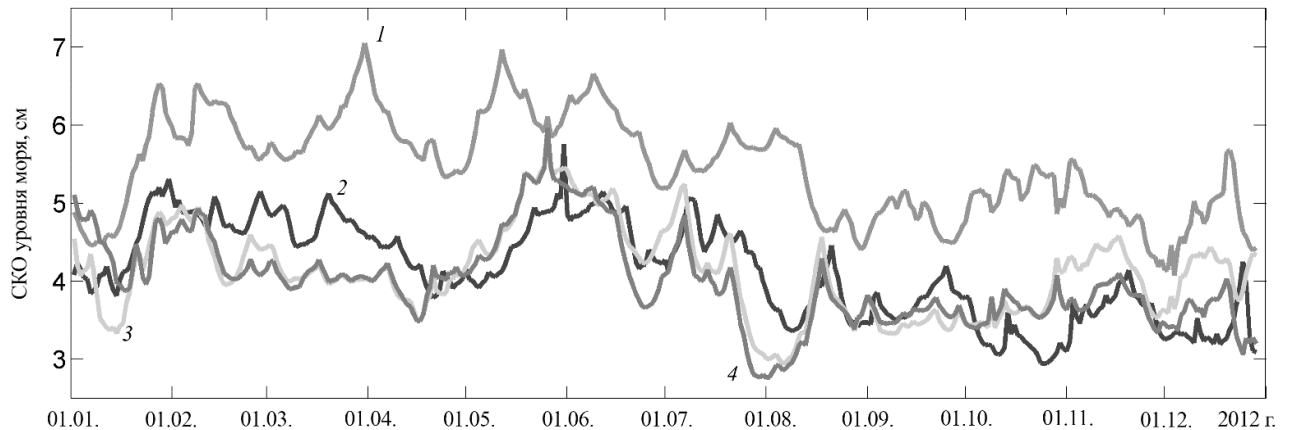


Рисунок 3.21 – Сезонная изменчивость СКО восстановленного за 2012 г. уровня моря (сравнение с альтиметрическим) по четырем расчетам: модельному (кривая 1) и реанализам из работы [Dorofeev, Sukhikh, 2017] (кривая 2), работы [Лишаев и др., 2018] (кривая 3) и данного реанализа (кривая 4)

Значения СКО, оцененные по модельному расчету, являются преобладающими. Величины СКО по данным проведенного в [Dorofeev, Sukhikh, 2017] реанализа (кривая 2) с января по апрель и с середины июля до середины августа превышают СКО уровня моря, восстановленного в двух выполненных нами реанализах (кривые 3, 4). В июне и сентябре они мало отличаются (увеличиваясь или уменьшаясь) от рассчитанных по выполненному реанализу СКО уровня. В мае, октябре и декабре значения СКО уровня, согласно реанализу из работы [Dorofeev, Sukhikh, 2017], меньше полученных в данном расчете. Кривая 3 на Рисунке 3.21 отражает сезонную изменчивость СКО уровня моря, рассчитанного в реанализе за 2012 г. методом адаптивной статистики с усвоением в модели некорректированных псевдоизмерений температуры и солености в слое 63–500 м. Кривая 4 соответствует

поведению СКО уровня, восстановленного в реанализе с усвоением скорректированных полей псевдоизмерений. Видно, что кривая 4 располагается в основном ниже кривой 3. Это означает, что восстановленный уровень моря в глубоководной области качественно и количественно более близок к альтиметрическому уровню.

Выводы к Разделу 3

Уточнение ранее предложенного метода адаптивной статистики состоит в использовании новых оценок типичных дисперсий ошибок прогноза температуры и солёности, а также адаптации модельных дисперсий ошибок к циркуляции вод бассейна. Апробация метода проведена посредством воспроизведения гидрофизических полей Чёрного моря в ретроспективном анализе за 2012 г. с ассимиляцией трёхмерных полей псевдоизмерений температуры и солёности в модели.

Применение метода адаптивной статистики обеспечило согласованность между гидрофизическими полями и полями дисперсии ошибок прогноза. Пространственное распределение модельной дисперсии ошибок прогноза характеризуется локализацией повышенных значений в циклонических круговоротах и циклонах, а пониженных – в антициклонах. Модули разностей (невязок) между псевдоизмерениями и модельными значениями температуры и солёности меньше в структурах с положительной завихренностью и больше в структурах с отрицательной завихренностью.

Метод адаптивной статистики позволил воспроизвести на качественно лучшем уровне (по сравнению с упрощённым методом ассимиляции) мезомасштабные вихревые структуры в полях течений. Положения синоптических вихрей на картах уровня моря, восстановленного в реанализе и полученного по данным альтиметрии, сходны. Ежесуточное СКО модельного уровня относительно восстановленного по альтиметрии меньше СКО, рассчитанного в прогнозе, а в

период с марта по сентябрь меньше СКО, полученного в варианте с ассимиляцией псевдоизмерений по упрощенному методу ассимиляции.

Ассимиляция псевдоизмерений температуры и солёности в модели методом адаптивной статистики позволила воспроизвести реалистичную изменчивость термохалинных характеристик в главном пикноклине. Выявлено, что значения СКО уровня моря по данным выполненного расчета в первой декаде рассматриваемого периода (когда имелось больше наблюдений профилей температуры и солёности, чем во второй декаде) меньше, чем по данным реанализа из работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б]. Это указывает на повышение точности воспроизведения трехмерных полей температуры и солёности по данным альтиметрии по мере увеличения обучающей выборки. Особенности сезонной, межгодовой и декадной изменчивости СКО уровня моря, полученные по данным реанализа с ассимиляцией псевдоизмерений методом адаптивной статистики и по данным реанализа из работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б], почти одинаковые. Экстремальные значения СКО уровня моря в реанализе за 1993–2014 гг. несколько выше во второй декаде периода, что обусловлено более низкой обеспеченностью измерениями температуры и солёности буями Argo.

Исследование пространственной структуры интегральной дисперсии поля уровня моря, рассчитанной по данным реанализа за 1993–2014 гг. и реанализа за 1992–2015 гг. из работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б], позволяет судить о характере синоптической изменчивости полей течений, температуры и солёности в Черном море. Интенсивность синоптической изменчивости этих полей в нашем реанализе несколько ниже, чем в реанализе работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б], поскольку в этих работах ассимилировались альтиметрический уровень и температура поверхности моря для коррекции динамики и термодинамики верхнего 50-метрового слоя. Интегральная дисперсия уровня моря, полученная по данным нашего реанализа, качественно близка к рассчитанной по данным реанализа из работ [Дорофеев, Сухих, 2017а; Дорофеев, Сухих, 2017б] и по данным альтиметрических наблюдений из работы [Korotaev, 2001].

Предложена процедура дополнения алгоритма восстановления трехмерных полей температуры и солености Черного моря для верхнего слоя 0 – 100 метров. Итерационный подход процедуры позволил восстановить значения солености в незаполненных областях и в верхнем слое моря с достаточно высокой точностью, что подтверждают выполненные численные эксперименты и сопоставление с данными контактных наблюдений. Для температуры подобного эффекта во всем слое до поверхности не удалось добиться, поскольку в приповерхностном слое (0 – 40 м) сильное влияние на изменчивость температуры оказывают флуктуации потоков тепла.

Результаты исследований, представленные в третьем разделе опубликованы в [Кныш и др., 2016; Лишаев и др., 2018; Коротаев и др., 2018; Лишаев и др., 2019].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа посвящена восстановлению и анализу гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа, выполненного посредством ассимиляции в модели циркуляции трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солености, полученных по предложенному оригинальному алгоритму, основанному на совместном анализе малочисленных контактных измерений и данных альтиметрии.

Основные научные результаты могут быть сформулированы следующим образом:

1) доказано наличие «базовой» стратификации температуры и солености Черного моря и предложена оригинальная методология ее восстановления по данным альтиметрии и контактных измерений;

2) показана адиабатичность смещений изохалинных и изотермических поверхностей в слое 100 – 1000 м глубоководной области Черного моря;

3) обоснована однопараметричность зависимости глубин залегания изохалин от уровня моря;

4) предложен оригинальный алгоритм восстановления трехмерных полей псевдоизмерений температуры и солености для глубоководной области Черного моря, основанный на совместном анализе редких контактных данных наблюдений и данных альтиметрии;

5) на основе данных о профилях «базовой» солености и результатах реанализа выявлено распреснение вод Черного моря в верхнем 30-метровом слое и осолонение в более глубоких слоях, согласующиеся с данными наблюдений;

6) выполнены новые оценки типичных дисперсий ошибок прогноза температуры и солености и адаптации модельных дисперсий ошибок к циркуляции вод бассейна, использование которых позволило уточнить метод адаптивной статистики. Применение метода адаптивной статистики обеспечило согласованность между гидрофизическими полями и полями дисперсии ошибок прогноза. Пространственное распределение модельной дисперсии ошибок прогноза

характеризуется локализацией повышенных значений в циклонических круговоротах и циклонах, а пониженных – в антициклонах. Модули разностей (невязок) между псевдоизмерениями и модельными значениями температуры и солености меньше в структурах с положительной завихренностью и больше в структурах с отрицательной завихренностью. Метод адаптивной статистики позволил воспроизвести на более качественном уровне (по сравнению с упрощенным методом ассимиляции) мезомасштабные вихревые структуры в полях течений и уровня моря. Положения синоптических вихрей на картах уровня моря, восстановленного в реанализе и полученного по данным альтиметрии, сходны;

7) показано, что посредством ассимиляции псевдоизмерений температуры и солености в модели методом адаптивной статистики удастся воспроизвести реалистичную изменчивость термохалинных характеристик в главном пикноклине. Выявлено, что значения СКО уровня моря по данным выполненного реанализа в первой декаде рассматриваемого периода являются меньшими по сравнению с реанализами за аналогичный период других авторов. Экстремальные значения СКО уровня моря в реанализе за 1993 – 2014 гг. несколько выше во второй декаде периода, что обусловлено более низкой обеспеченностью измерений температуры и солености на буях Argo. Исследование пространственной структуры интегральной дисперсии поля уровня моря, рассчитанной по данным реанализа за 1993 – 2014 гг., позволяет судить о характере синоптической изменчивости полей течений, температуры и солености в Черном море.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ИСЗ – искусственный спутник Земли

ОЧТ – Основное Черноморское течение

БОД – банк океанографических данных

ХПС – холодный промежуточный слой

ВЧВМ – верхняя черноморская водная масса

ПЧВМ – промежуточная черноморская водная масса

СО – среднее отклонение

СКО – среднеквадратическое отклонение

СЗШ – северо-западный шельф

КЭ – кинетическая энергия

Swr – short wave radiation

ВКС – верхний квазиоднородный слой

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Akpınar A., Fach B. A., Oguz T.* Observing the subsurface thermal signature of the Black Sea cold intermediate layer with Argo profiling floats // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2017. – V. 124. – P. 140-152.
2. AVISO - Archivage Validation Interprétation des données des Satellites Océanographiques. [Электронный документ] (<http://www.aviso.oceanobs.com/>).
3. AVISO: SSALTO/DUACS User Handbook: (M)SLA and (M)ADT near-real time and delayed time products // SALP-MU-P-EA21065-CLS Edn. 2.9. – 2012. – 73 pp.
4. *Bell M. J., Lefebvre M., Le Traon P. Y. et al.* GODAE: the global ocean data assimilation experiment // Oceanography. – 2009. – V. 22(3). – P. 14-21.
5. *Bell M. J., Schiller A., Le Traon P. Y. et al.* An introduction to GODAE OceanView // Journal of Operational Oceanography. – 2015. – V. 8. – №. suppl. – P. s2-s11.
6. *Belokopytov V.N.* Interannual variations of the renewal of waters of the cold intermediate layer in the Black Sea for the last decades // Physical Oceanography. – 2011. – 20(5). – P. 347–355. doi: 10.1007/s11110-011-9090-x.
7. *Berrisford P., Dee D., Fielding K. et al.* The ERA-Interim archive Version 1.0 // ERA Report Series. – ECMWF, 2009. – 16 p.
8. *Burchard H., Petersen O., Rippeth T.* Comparing the performances of the Mellor–Yamada and the k– ϵ two equation turbulence models // Journal of Geophysical Research. – 1998. – 103. – P.10543–10554;
9. *Burchard H., Petersen O.* Models of turbulence in the marine environment—A comparative study of two-equation turbulence models // Journal of Marine Systems. – 1999. – V. 21(1-4). – P. 29-53.
10. *Capet A., Troupin C., Carstensen J. et al.* Untangling spatial and temporal trends in the variability of the Black Sea Cold Intermediate Layer and mixed Layer Depth using the DIVA detrending procedure // Ocean Dynamics. – 2014. – 64(3). – P. 315–324. doi: 10.1007/s10236-013-0683-4.

11. *Counillon F., Bertino L.*, High-resolution ensemble forecasting for the Gulf of Mexico eddies and fronts // *Ocean Dynamics*. – 2009. – 59. – P. 83–95. doi:10.1007/s10236-0167-0.
12. *Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J. et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2011. – 137(656). – P. 553–597. doi:10.1002/qj.828
13. *Dorofeev V. L., Sukhikh L. I.* Study of long-term variability of Black Sea dynamics on the basis of circulation model assimilation of remote measurements // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2017. – 53(2). – P. 224–232. doi:10.1134/S0001433817020025
14. ERA-Interim URL - The ERA-Interim archive Version 1.0 / P. Berrisford [et al.] // ERA Report Series. No. 1. – ECMWF, 2009. – 16 p.
15. *Evensen G.* The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation // *Ocean Dynamics*. – 2003. – 53(4). – P. 343–367. doi:10.1007/s10236-003-0036-9
16. *Gejadze I., Le Dimet F.-X., Shutyaev V.P.* On analysis error covariances in variational data assimilation // *SIAM Journal on Scientific Computing*. – 2008. – 30(4). – P. 1847–1874. doi:10.1137/07068744X
17. *Grankina T. B., Ibrayev R. A., Mogilnikov P. A.* Verification of the ERA-interim reanalysis data in the Azov-Black Sea Basin // *Physical Oceanography*. – 2019. – V. 26(3). – P. 236-246.
18. *Guinehut S., Le Traon P.-Y., Larnicol G. et al.* Combining Argo and remote-sensing data to estimate the ocean threedimensional temperature fields – A first approach based on simulated observations // *Journal of Marine Systems*. – 2004. – 46(1-4). – P. 85–98.
19. *Guinehut S., Dhomps A.-L., Larnicol G. et al.* High resolution 3-D temperature and salinity fields derived from in situ and satellite observations // *Ocean Science*. – 2012. – 8(5). – P. 845–857. doi: 10.5194/os-8-845-2012.

20. *Gould J. et al.* Argo profiling floats bring new era of in situ ocean observations // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 2004. – V. 85(19). – P. 185-191.
21. *Jazwinski A.H.* Stochastic Processes and Filtering Theory. – N.-Y.: – Academic Press, – 1970. – 376 p.
22. *Kaurkin M.N., Ibrayev R.A., Belyaev K.P.* Data assimilation in the ocean circulation model of high spatial resolution using the methods of parallel programming // *Russian Meteorology and Hydrology*. – 2016. – 41(7). – P. 479–486. – doi:10.3103/S1068373916070050
23. *Knysh V.V., Saenko O.A., Sarkisyan A.S.* Method of assimilation of altimeter data and its testing in the tropical North Atlantic // *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. – 1996. – 11(5). – P. 333–409. <https://doi.org/10.1515/rnam.1996.11.5.393>
24. *Knysh V.V., Demyshev S.G., Inyushina N.V., Korotaev G.K.* Assimilation of climatic hydrological data in a Black sea model based on the algorithm of adaptive statistics of prognostic errors // *Physical Oceanography*. – 2008. – 1(18). – P. 14–24. doi:10.1007/s11110-008-9006-6.
25. *Korotaev G. K., Saenko O. A., Koblinsky C. J.* Satellite altimetry observation of the Black Sea level // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2001.–106(C1). – P. 917–934. doi:10.1029/2000JC900120
26. *Korotaev G., Dorofeev V., Oguz T., Churilova T., Suslin V., Kubryakov A.* The MyOcean Black coupling of dynamics and ecosystem Sea // *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*. – 2011. – 40. – P. 26–35.
27. *Korotaev G.K., Knysh V.V., Kubryakov A.I.* Study of formation process of cold intermediate layer based on reanalysis of Black Sea hydrophysical fields for 1971–1993 // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2014. – 50(1). – P. 35–48.
28. *Korotaev G.K., Sarkisyan A.S., Knysh V.V. et al.* Reanalysis of seasonal and interannual variability of Black Sea fields for 1993 – 2012 // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2016. – 52(4). – P. 418–430. doi: 10.1134/S0001433816040071.

29. *Korotaev G.K., Lishaev P.N., Knysh V.V.* Reconstruction of the Three-Dimensional Salinity and Temperature Fields of the Black Sea on the Basis of Satellite Altimetry Measurements // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2016. – 52(9) – P. 961–973. doi:10.1134/S0001433816090152
30. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V.* Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2015. – 97. – P. 80–91. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.002>.
31. *Le Traon P.-Y., Dibarboure G., Ducet N.* Use of a High-Resolution Model to Analyze the Mapping Capabilities of Multiple-Altimeter Missions // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*. – 2001. – 8. – P. 1277–1288.
32. *Lemieux-Dudon B. et al.* The Black Sea physical reanalysis system for the Copernicus Marine Service: description and skill assessment // *EGU General Assembly Conference Abstracts*. – 2018. – P. 19742.
33. *Mellor G. L., Yamada T.* A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers // *Journal of the atmospheric sciences*. – 1974. – V. 31(7). – P. 1791-1806.
34. *Mellor G. L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Reviews of Geophysics*. – 1982. – V. 20(4). – P. 851-875.
35. *Mellor G.L., Ezer T.A.* Gulf Stream model and an altimetry assimilation scheme // *Journal of Geophysical Research*. – 1991. – 96. – P. 8779–8795.
36. *Oguz T., Dippner J.W., Kaymaz Z.* Climatic regulation of the Black Sea hydrometeorological and properties at interannual-to decadal time scales // *Journal of Marine Systems*. – 2006. – 60(3–4). – P. 235–254.
37. *Pacanowski R.C., Philander S.G.H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *Journal of Physical Oceanography*. – 1981. – 11(11). – P. 1443–1451.
38. *Pascual A., Y. Faugère G. Larnicol et al.* Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – 33(2). <https://doi.org/10.1029/2005GL024633>.

39. *Pietrzak J.* The use of TVD limiters for forward-in-time upstream-biased advective schemes in ocean modeling // *Monthly Weather Review*. – 1998. – 126(3). – P. 812–830. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<0812:TUOTLF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0812:TUOTLF>2.0.CO;2)
40. *Rodi W.* Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1987. – T. 92(C5). – P. 5305–5328.
41. *Roemmich D., Johnson G. C., Riser S. et al.* The Argo Program: Observing the Global Ocean with Profiling Floats // *Oceanography*. – 2009. – 22(2). – P. 34–43. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.36>.
42. *Sakava Yoshiyuki* Optimal filtering in linear distributed parameter systems // *International Journal of Control*. – 1972. – 16(1). – P. 115–127. <http://dx.doi.org/10.1080/00207177208932247>.
43. *Sandstrom I.W. und Helland–Hansen B.* Über die Berechnung von Meeresströmungen // *Rep. on Norw. Fish and Mar. Inst.* – 1903. – 2(4). – P. 1–43.
44. *Stanev E.V., Bowman M.J., Peneva E.L. et al.* Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: Comparison of numerical simulations, surveys and satellite data // *Journal of Marine Research*. – 2003. – 61. – P. 59–99.
45. *Staneva J.V., Stanev E.V.* Water mass formation in the Black Sea during 1991–1995 // *Journal of Marine Systems*. – 2002. – 32. – P. 199–218.
46. *Stefanov A., Palazov A., Slabakova V.* WEB publishing of ARGO float data from the Black Sea // *Drivers, pressures, state, impacts, response and recovery indicators towards better governance of the Black Sea environmental protection. Abstracts of 3-rd bi-annual BS Scientific Conference and UP-GRADE BS-SCENE Project joint conference*. – Odessa: Ukrainian scientific centre of the ecology of sea, 2011 – P. 108.
47. *Tsimplis M.N., Josey S.A., Rixen M. et al.* On forcing of sea level in the Black sea // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – 109(C08015). doi: 10.1029/2003JC002185.
48. *Uppala S. M. et al.* The ERA-40 re-analysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*. – 2005. – V. 131(612). – P. 2961–3012.

49. *Van Vledder G. P., Akpinar A.* Wave model predictions in the Black Sea: Sensitivity to wind fields // *Applied Ocean Research*. – 2015. – V. 53. – С. 161-178
50. *Агошков, В. И., Ипатов, В. М., Залесный, В. Б. и др.* Задачи вариационной ассимиляции данных наблюдений для моделей общей циркуляции океана и методы их решения // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. – 2010. – 46(6). – С. 734–770.
51. *Агошков В.И., Пармузин Е.И., Шутяев В.П.* Ассимиляция данных наблюдений в задаче циркуляции Черного моря и анализ чувствительности ее решения // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. – 2013. – 49(6). – С. 643–654. doi:10.7868/S0002351513060023
52. *Белокопытов В.Н.* Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря: Автореф. дис. канд. геогр. наук: 11.00.08 // МГИ НАНУ. Севастополь. – 2004. – 24 с.
53. *Белокопытов В.Н.* О климатической изменчивости термохалинной структуры Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: сборник научных трудов*. – 2013. – 27. – С. 226–230.
54. *Беляев К.П., Танажура К.А.С., Тучкова Н.П.* Сравнение методов усвоения данных буев “АРГО” в гидродинамической модели океана // *Океанология*. – 2012. – 52(5). – С. 643–653.
55. *Нелепо Б.А., Блатов А.С.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря // *Л. : Гидрометеиздат*. – 1984. – 239 с.
56. *Богданова А.К.* Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор // *Биология моря*. – 1972. – 27. – С. 41–54.
57. *Гандин Л. С., Каган Р. Л.* Статистические методы интерпретации метеорологических данных, 1976. – 360 с.
58. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия.* // *СПб.: Гидрометеиздат*, 1991. – 429 с.

59. Демышев С.Г. О повышении точности расчета течений в Черном море при использовании приведенного уровня моря в численной модели // Метеорология и гидрология. – 1996. – 9. – С.75–83.
60. Демышев С.Г. Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2012. – 48(1). – С. 137–149.
61. Демышев С. Г., Дымова О. А. Моделирование циркуляции Черного моря с высоким пространственным разрешением // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – 25(2). – С. 114–135.
62. Дорофеев В.Л., Сухих Л.И. Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993 – 2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – 1. – С. 33–48. doi:10.22449/0233-7584-2016-1-33-48
63. Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Некоторые тенденции долговременной изменчивости гидрофизических полей Черного моря по результатам реанализа // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2017. – 1. – С. 15–22.
64. Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Изучение долговременной изменчивости динамики Черного моря на основе ассимиляции дистанционных измерений в модели циркуляции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2017. – 53(2). – С. 254–264. doi:10.7868/S000235151702002X
65. Залесный В. Б., Гусев А. В., Мошонкин С. Н. Численная модель гидродинамики Черного и Азовского морей с вариационной инициализацией температуры и солености // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2013. – 49(6). – С. 699–716. doi:10.7868/S000235151306014X
66. Залесный В.Б., Ивченко В.О. Моделирование крупномасштабной циркуляции морей и океанов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2015. – 51(3). – С. 295–308. doi:10.7868/S0002351515030141

67. *Зубов Н.Н. и Мамаев О.И.* Динамический метод вычисления элементов морских течений // Гидрометеорологическое Издательство, 1956. – 114 с.
68. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря // Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2011. – 212 с.
69. *Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. и др.* Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2. Черное море. // Севастополь: НПЦ ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2012. – 420 с.
70. *Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П.* Усвоение данных ARGO в модель динамики океана с высоким разрешением по методу ансамблевой оптимальной интерполяции (EnOI) // Океанология. – 2016. – 56(6). – С. 852–860. doi:10.7868/s0030157416060058.
71. *Климова Е.Г.* Модель для расчета ковариаций ошибок прогноза в алгоритме фильтра Калмана, основанная на полных уравнениях // Метеорология и гидрология. – 2001. – 11. – С. 11–21.
72. *Кныш В.В., Саркисян А.С.* Четырехмерный анализ гидрофизических полей океана и моря: модельные численные эксперименты и результаты реконструкции // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 2003. – 39(6). – С. 817–833.
73. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Демышев С.Г., Белокопытов В.Н.* Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2005 – 3. – С. 11–30.
74. *Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В. и др.* Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в σ -координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2008. – 16. – С. 243–265.
75. *Кныш В. В., Демышев С. Г., Кубряков А. И. и др.* Сопоставление результатов реанализа гидрофизических полей Черного моря, выполненного по моделям в σ - и z-координатах // Экологическая безопасность прибрежной и

шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – 24. – С. 19–37.

76. *Кныш В. В., Коротаев Г. К., Моисеенко В. А. и др.* Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 2011. – 47(3). – С. 433–446.

77. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Мизюк А.И., Саркисян А.С.* Усвоение гидрологических наблюдений для расчета течений в морях и океанах // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 2012. – 48(1). – С. 67–85.

78. *Колесников А.Г.* К вычислению годового хода температуры воды в южных морях // Труды Морского гидрофизического института АН СССР. – 1953. – 3. – С. 106–127.

79. *Кордзадзе А. А., Деметрашвили Д. И.* Региональная оперативная система прогноза состояния восточной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – 25(2). – С. 136–146.

80. *Коротаев, Г. К., Саенко, О. А., Коблински, Ч. Д. и др.* Оценка точности, методика и некоторые результаты усвоения альтиметрических данных TOPEX/POSEIDON в модели общей циркуляции Черного моря // Исследование Земли из космоса. – 1998. – 3. – С. 3–17.

81. *Коротаев Г.К., Кныш В.В., Мизюк А.И.* Автомодельное формирование псевдополей наблюдений плотности (солёности, температуры) Черного моря для решения задачи реанализа гидрофизических полей (модельные численные эксперименты) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2010. – 22. – С. 7–21.

82. *Коротаев Г.К.* Бароклинный слой моря: от теории Линейкина до оперативной океанографии // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сб. статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина / Под ред. А.В.Фролова и Ю.Д. Реснянского. Москва: ТРИАДА ЛТД. 2010. С. 79–97.

83. *Кортаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В.* Методика анализа данных измерений температуры и солености Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – 2. – С. 26–42.
84. *Кортаев, Г. К., Кныш, В. В., Лишаев, П. Н., Демьшев, С. Г.* Применение метода адаптивной статистики для реанализа полей Черного моря с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солености в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – 1. – С. 40–56.
85. *Леонов А.К.* Региональная океанография. Часть 1. Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря // Ленинград: Гидрометеиздат. – 1960. – 765 с.
86. *Лишаев П. Н.* Реанализ гидрофизических полей Черного моря в 1980 – 1993 гг. с ассимиляцией среднегодовых и среднемесячных профилей солености и температуры // Современное состояние и перспективы наращивания морского ресурсного потенциала юга России: тез. докладов междунар. научн. конф., пгт Кацивели, 15–18 сентября 2014 г. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2014. – С. 186–188.
87. *Лишаев П.Н., Кортаев Г.К., Кныш В.В. и др.* Восстановление синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа за 1980 –1993 годы // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – 5. – С. 49–68.
88. *Лишаев П.Н., Кныш В.В., Кортаев Г.К.* Воспроизведение изменчивости уровня и характеристик пикноклина Черного моря на основе метода адаптивной статистики // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – 4. – С. 271–282. doi:10.22449/0233-7584- 2018-4-271–282
89. *Мамаев О.И.* О методах определения нулевой динамической поверхности в Мировом океане // Вестник МГУ. – 1955. – 10. – С. 31–46.
90. *Мизюк А.И.* Особенности реализации алгоритма адаптивной статистики в σ -координатной модели в задаче восстановления гидрофизических полей Черного

моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2009. – 18. – С. 180–192.

91. Мизюк А.И., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Методика восстановления гидрофизических полей Черного моря в период 2007–2008 гг. на основе ассимиляции в модели данных измерений буев-профилемеров // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – 24. – С. 38–55.

92. Мизюк А.И. Реанализ гидрофизических полей Черного моря на основе ассимиляции данных измерений температуры и солёности в z-координатной модели // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – 3. – С. 30–47.

93. Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н. Оценка качества массива данных гидрологических измерений, подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного моря за период 1985 – 1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2008. – 16. – С. 184–189.

94. Овчинников И.М., Попов Ю.И. К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море // ДАН. – 1984. – Т. 279(4). – С. 986–989.

95. Овчинников И.М., Попов Ю.И. Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. – 1987. – 27(5). – С. 739–752.

96. Пененко В. В. Вариационные методы усвоения данных и обратные задачи для изучения атмосферы, океана и окружающей среды // Сибирский журнал вычислительной математики. – 2009. – Т. 12(4). – С. 421–434.

97. Пененко В. В., Цветова Е. А., Пененко А. В. Развитие вариационного подхода для прямых и обратных задач гидротермодинамики и химии атмосферы // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2015. – Т. 51(3). – С. 358–358.

98. Передерей А.И., Саркисян А.С. Точные решения некоторых преобразованных уравнений динамики морских течений // Известия АН СССР. ФАО. – 1972. – 8(10). – С. 1073–1079.

99. *Полонский А.Б., Шокурова И.Г., Белокопытов В.Н.* Десятилетняя изменчивость температуры и солености в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – 6. – С. 27–41.
100. *Полонский А.Б., Попов Ю.И.* Условия формирования вод холодного промежуточного слоя Черного моря // Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2011. – 8. – 54 с.
101. *Ратнер Ю.Б., Кубряков А.И., Холод А.Л. и др.* Использование данных измерений с дрейфующих буев SVP-BTS и Argo для валидации результатов прогноза температуры воды в прибрежной области Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – 5. – С. 33–48.
102. *Репетин Л.И., Долотов В.В., Липченко М.М.* Пространственно-временная и климатическая изменчивость атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: сборник научных трудов. – 2006. – 14. – С. 462–476.
103. *Саркисян А.С., Передерей А.И.* Динамический метод как первое приближение при расчете уровенной поверхности бароклинного океана // Метеорология и гидрология. – 1972. – 4. – С. 45–54.
104. *Сухих Л. И., Дорофеев В. Л.* Влияние параметризации вертикального турбулентного обмена на результаты реанализа гидрофизических полей Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – 34(4). – С. 283–301. doi:10.22449/0233-7584-2018-4-283-301
105. *Титов В.Б.* Формирование зимней гидрологической структуры Черного моря в зависимости от суровости зим // Океанология. – 2000. – 40(6). – С. 826–832.
106. *Титов В.Б.* Об оценке температурного режима атмосферы, формирующего гидрологическую структуру Черного моря // Метеорология и гидрология. – 2000. – 10. – С. 78–84.
107. *Титов В.Б.* Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. – 2003. – 43(2). – С. 176–184.

108. *Фомин Л.М.* Теоретические основы динамического метода и его применение в океанологии // Изд. АН СССР. М.: 1961. 192 с.
109. *Шокурова И.Г.* Долговременная изменчивость гидрологических полей и геострофической циркуляции в Черном море // Диссертация канд. геогр. Наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – 176 с.